

**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



TESIS

**EVALUACIÓN DE FENÓMENOS DE SUBSIDENCIA (SUFOSIÓN)
MEDIANTE EL ANÁLISIS DEL COMPORTAMIENTO DEL RÉGIMEN
HIDROLÓGICO EN CIUDAD LERDO, DURANGO (CUENCA RÍO NAZAS)**

POR

DIANA CECILIA RODRÍGUEZ CAMPERO

**COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL GRADO
DE MAESTRÍA EN CIENCIAS GEOLÓGICAS**

NOVIEMBRE, 2019

INTRODUCCIÓN

¿Qué sabe el pez del agua donde nada toda su vida?

-Albert Einstein

DEDICATORIA

A mis padres, Alma y Saúl, por su amor y apoyo incondicional.

A mis hermanos, Anakaren y Carlos, por su cariño.

A Ángel Eduardo, por llenarme de luz.

AGRADECIMIENTOS

A CONACYT por el apoyo económico para la realización de este trabajo.

A la Facultad de Ciencias de la Tierra por el conocimiento impartido.

A los organismos públicos de regulación de agua, SIDEAPA, SAPAL, SIMAS, y especialmente a CONAGUA división de Cuencas Centrales del Norte, por haber facilitado la información que hizo posible esta investigación.

Un específico agradecimiento al subinspector Saúl Rodríguez López y al ing. Fernando Villegas por su acertada colaboración en la entrega de información.

Mi más profundo agradecimiento al dr. Ignacio Navarro de León por brindarme la confianza, la paciencia y sobre todo el tiempo.

A mis co asesores el dr. Jorge Alán Salinas Jasso y el MC Efraín Alva Niño por su observaciones y consejos para la mejora de este trabajo.

A todos los profesores de la FCT que tuvieron la paciencia de enseñarme un poco de este ámbito y proporcionarme algún consejo en mi recorrido, especialmente al dr. Montalvo, dr. Velasco, dr. De León y dr. Medina.

A mis compañeros y amigos de la FCT por hacer más llevadera esta estancia, particularmente al cubo 2 de posgrado, gracias por tantas anécdotas y buenos momentos.

Finalmente, al equipo de tochito Sables, fue y será una parte importante en esta travesía.

CONTENIDO

CONTENIDO	i
LISTA DE FIGURAS	iii
LISTA DE CUADROS	vi
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. ANTECEDENTES	1
1.2. EL FENÓMENO DE SUBSIDENCIA EN MÉXICO	4
1.3. LA SUBSIDENCIA EN LA COMARCA LAGUNERA	5
1.4. ENFOQUE DEL TRABAJO DE INVESTIGACIÓN	7
1.5 ORGANIZACIÓN DE LA TESIS	9
CAPÍTULO II	
2. GENERALIDADES	11
2.1. LOCALIZACIÓN	11
2.2. FISIOGRAFÍA	12
2.3. HIDROLOGÍA SUPERFICIAL	12
2.4. HIDROLOGÍA SUBTERRÁNEA	13
2.5. CLIMA	14
2.6. EDAFOLOGÍA	15
2.7. VEGETACIÓN	16
CAPÍTULO III	
3. GEOLOGÍA	17
3.1. GEOLOGÍA REGIONAL	17
3.2. GEOLOGÍA LOCAL	20
CAPÍTULO IV	
4. FUNDAMENTOS TEÓRICOS	26
4.1. DEFINICIÓN DEL CONCEPTO DE SUFOSIÓN	26
4.2. DESARROLLO DE TUBIFICACIONES	28

4.3. MECÁNICA DE SUELOS	28
4.4. RECARGA	29
4.5. DINÁMICA DE LA EROSIÓN SUBSUPERFICIAL	30
CAPÍTULO V	
5. HIDROLOGÍA SUPERFICIAL	32
5.1. LA MODELACIÓN EN LA HIDROLOGÍA E HIDRÁULICA	32
5.2. CONSTRUCCIÓN DE MODELOS HIDROLÓGICOS	33
5.2.1. ANÁLISIS DE MORFOMETRÍA DE CUENCA	34
5.2.2. ANÁLISIS METEOROLÓGICO	37
5.2.3. ANÁLISIS HIDROLÓGICO	40
5.2.4. RESULTADOS	48
5.2.5. DISCUSIÓN DE ANÁLISIS HIDROLÓGICO	53
5.3. CONSTRUCCIÓN DE MODELOS HIDRÁULICOS	54
5.4. RESULTADOS	57
5.4.1. DISCUSIÓN DE ANÁLISIS HIDRÁULICO	64
CAPÍTULO VI	
6. HIDROLOGÍA SUBTERRÁNEA	78
6.1. ECUACIONES DE FLUJO Y CÓDIGO NUMÉRICO	79
6.2. GEOMETRÍA DEL SISTEMA Y DISCRETIZACIÓN ESPACIAL	81
6.3. PROPIEDADES HIDRÁULICAS Y CONDICIONES DE FRONTERA	88
6.4. CARGAS INICIALES	90
6.5. ESTADO TRANSITORIO	91
6.6. DISCUSIÓN MODELO HIDROGEOLOGICO	94
CAPÍTULO VII	
7. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	101
7.1. CONCLUSIONES	101
7.2. OBSERVACIONES	101
7.3. RECOMENDACIONES	102
8. BIBLIOGRAFÍA	103
9. ANEXOS	109

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 A) Colapso en Winter Park, Florida en 1981 (Galloway <i>et al.</i> , 2008), B) Colapso en la zona 6 de Guatemala en 2007 (Hermosilla, 2012).....	3
Figura 1.2 A) Subsistencia presentada en la colonia Emiliano Zapata en Lerdo, el 22 de septiembre de 2008 (Aguilera, 2008); B) Subsistencia presentada en la colonia Bellavista, Gómez Palacio, el 30 de abril de 2017 (Holgún, 2017).....	7
Figura 2.1 Localización del área de estudio.....	11
Figura 3.1 Rasgos estructurales principales a nivel regional (Martínez, 1989).....	17
Figura 3.2 Geología local, tomado de la carta Geológico-Minera G13D25.....	21
Figura 3.3 Geología en el área de concentración de subsidencias (SGM & CAED, 2007).....	22
Figura 4.1 Dinámica del agua a través del medio poroso. A) Condición de río seco, acuífero granular no saturado, nivel freático regional en calizas. B) Fluye agua por el río Nazas, comienza a infiltrarse al acuífero granular, formando un tipo de cuífero colgado. C) Continúa la infiltración, del río al aluvión, y comienza la infiltración del acuífero colgado hacia las calizas fracturadas subyacentes, arrastrando sedimentos. D) El nivel freático regional aumenta, saturando la base del aluvión, ocurre reacomodo de partículas donde hubo arrastre de finos y se genera la subsidencia.....	31
Figura 5.1 La cuenca como sistema hidrológico (Antonio & Aguilar, 2016).....	32
Figura 5.2 Red hidrográfica y división de subcuencas elaborado en WMS.....	37
Figura 5.3 Áreas de influencia de estación climatológica.	38
Figura 5.4 Modelo conceptual hidrológico de la subcuenca D.....	40
Figura 5.5 Modelo esquemático conceptual del ciclo hidrológico en HEC-HMS (Bennett & Peters, 2004).....	41

Figura 5.6 Precipitación total mensual para el año 2006.....	48
Figura 5.7 Resultados globales para la simulación 12OCT2006.....	50
Figura 5.8 Precipitación total mensual para el año 2012.	51
Figura 5.9 Resultados globales para la simulación 14SEP2016.	52
Figura 5.10 Conversión hietograma en hidrograma en subcuenca.	53
Figura 5.11 Entrada y salida en corriente.	53
Figura 5.12 Inundación de agosto de 1991 (SGM, 2007).....	58
Figura 5.13 Área de cálculo y tamaño de celda de malla.....	59
Figura 5.14 Valores de Manning asignados.	60
Figura 5.15 Profundidad de lámina de agua para el 12 de agosto 1991 a las 12:00 horas.	61
Figura 5.16 Profundidad de lámina de agua para el 13 de agosto 1991 a las 12:00 horas.	61
Figura 5.17 Profundidad de lámina de agua para el 14 de agosto 1991 a las 12:00 horas.	62
Figura 5.18 Profundidad de lámina de agua para el 15 de agosto 1991 a las 12:00 horas.	62
Figura 5.19 Profundidad de lámina de agua para el 21 de agosto 1991 a las 12:00 horas.	63
Figura 5.20 Profundidad de lámina de agua para el 26 de agosto 1991 a las 12:00 horas.	63

Figura 6.1 Volumen Elemental Representativo donde se ejemplifica el flujo de agua Q a través de un medio poroso, saturado, anisotrópico e isotérmico.	80
Figura 6.2 Hidroestratigrafía del modelo.....	85
Figura 6.3 Malla de modelo, discretización horizontal con celdas de 50 m x 50m.....	86
Figura 6.4 Discretización vertical. A) Ubicación columna 136. B) Corte columna 136. C) Ubicación fila 131. D) Corte fila 131.....	87
Figura 6.5 Distribución de propiedades hidráulicas.	88
Figura 6.6 Cargas piezométricas iniciales, corte realizado a lo largo del río Nazas.. ..	90
Figura 6.7 Vista regional del área de modelo con cargas iniciales.	91
Figura 6.8 Líneas equipotenciales para la capa 3 en condiciones transitorias.....	92
Figura 6.9 Líneas equipotenciales en la capa 1 para la condición transitoria, las áreas en color verde olivo reflejan celdas secas.....	93
Figura 6.10 Superficie piezométrica en estado transitorio, corte realizado a lo largo del río Nazas.	94
Figura 6.11 Vista regional del modelo en condición transitoria.	94
Figura 9.1 Curvas Intensidad-Duración-Frecuencia parra la subcuenca D.....	109

LISTA DE CUADROS

Cuadro 1.1 Registro de subsidencias en la Comarca Lagunera.....	5
Cuadro 5.1 Definición de modelos superficiales.....	33
Cuadro 5.2 Atributos topográficos de subcuenca calculados en TOPAZ.	35
Cuadro 5.3 Estaciones climatológicas analizadas.	38
Cuadro 5.4 Área de influencia de estación climatológica.	39
Cuadro 5.5 Número de Curva.	43
Cuadro 5.6 Tiempo de concentración.	45
Cuadro 5.7 Parámetros para cálculo de enrutamiento.....	47
Cuadro 5.8 Resumen de especificaciones de simulación.	49
Cuadro 5.9 Resumen de especificaciones de simulación.	51
Cuadro 6.1 Conductividad hidráulica.	89
Cuadro 6.2 Coeficientes de almacenamiento específico, rendimiento específico, porosidad efectiva y porosidad total asignados.	89
Cuadro 9.1 Hietogramas de diseño para una tormenta de 5 horas en la subcuenca D.....	109

CAPÍTULO I

1. INTRODUCCIÓN

1.1. ANTECEDENTES

En las últimas décadas, la urbanización ha experimentado un incremento a nivel global, para 1950, solamente el 30 % de la población mundial vivía en centros urbanos, condición que cambió para 2018, donde el valor había aumentado a 55 %. En México, para 1950, la población se encontraba equitativamente distribuida en estos dos ambientes, sin embargo, estas dos líneas de tendencia comenzaron a divergir alcanzando para 2018 tasas de 80 % de población urbana y 20 % de población rural (ONU, 2018).

Estos cambios en la urbanización se deben a diversos factores como: diferencias en la tasa de crecimiento de regiones rurales y urbanas, migración rural a urbana, expansión de asentamientos urbanos y reclasificación de zonas rurales a urbanas. En el margen de esta reclasificación, las poblaciones se establecen en lugares donde procesos geológicos naturales tales como inundaciones, sismos, subsidencias, entre otros, toman lugar, y que, incluso, fungen como factor desencadenante de tales procesos geológicos, añadiendo un factor de riesgo para las personas que los habitan.

El fenómeno de la subsidencia, particularmente, se define como el hundimiento del terreno, gradual o repentino (colapso), que resulta de la disolución, remoción y/o compactación del subsuelo derivados de procesos naturales o inducidos por el hombre. Este fenómeno ocasiona daños en las edificaciones, vías de comunicación y toda la

infraestructura construida en el terreno susceptible a hundimiento y en el peor de los casos, involucra la pérdida de vidas humanas (Tomás *et al.*, 2009).

La subsidencia gradual, se comenzó a documentar desde finales de la Segunda Guerra Mundial, a consecuencia de las aceleradas tasas de extracción de agua, aceite y gas (Hu *et al.*, 2004). En Venecia, desde 1960 se ha reportado el hundimiento de la ciudad debido a una mezcla de factores como el aumento del nivel de agua, subsidencia natural y subsidencia antropogénica producto de la sobreexplotación de agua subterránea, dando como resultado el aumento de las inundaciones y erosión/daño a infraestructura (Carbognin *et al.*, 2005). En la ciudad de Bangkok, Tailandia, la subsidencia alcanzó su máxima tasa en 1980's de 120 mm/año, debido a la explotación del acuífero y descenso del nivel piezométrico, provocando el daño a la cimentación de edificios (Phien-wej *et al.*, 2005). Para la ciudad de México, se han registrado tasas de subsidencia que rebasan los 370 mm/año a causa del ritmo de extracción de agua subterránea, la presión de fluido en los poros se reduce, se compactan las arcillas y el suelo se hunde de manera gradual (Cabral *et al.*, 2011). En el caso de la ciudad de Gotemburgo, Suecia, se presenta un tipo de subsidencia gradual, generado por la extracción de agua del acuífero y consolidación de los estratos de arcillas (Ljungdahl, 2015).

En cuanto a la subsidencia repentina que puede estar causada por procesos naturales (karstificación, erosión y sufosión) o antropogénicos (falla de drenaje, minería). Dicho fenómenos, se ha documentado en Winter Park, Florida (Figura 1.1A), donde en 1981, se presentó un colapso a consecuencia del descenso abrupto en el nivel de agua subterránea por bombeo, que ocasionó el colapso de las cavidades kársticas presentes en el acuífero de calizas (Sinclair, 1982). En Italia, se han reportado cerca de 300 fenómenos

INTRODUCCIÓN

de colapso en zonas de llanura, la mayoría relacionados a karstificación, sin embargo, otros tantos se asocian a procesos de erosión ascendente debido a la presencia de rocas carbonatadas bajo una capa de material sedimentario (Caramanna *et al.*, 2008). En España se presentaron colapsos cuya génesis es producto de procesos de sufosión en los depósitos limo-arenosos no consolidados, y en presencia de un gradiente hidráulico (Gutiérrez & Rodríguez, 1984), en la cuenca media del Ebro, así como en los alrededores de Zaragoza (García, 2011).

Guatemala también ha sufrido a causa de colapsos, pues en 2007, se presentó uno de 30 metros de diámetro y 60 metros de profundidad, destruyendo cinco hogares y provocando la muerte de tres personas (Figura 1.1B). En este caso, el proceso fue debido a sufosión en depósitos volcánicos del Cuaternario, mayormente piedra pómez y cenizas, que son fácilmente erosionables, pero, se añade el factor de falla en las líneas de drenaje, después de un periodo de lluvias intensas (Waltham, 2016).



Figura 1.1 A) Colapso en Winter Park, Florida en 1981 (Galloway *et al.*, 2008), B) Colapso en la zona 6 de Guatemala en 2007 (Hermosilla, 2012).

En Quito, Ecuador se tiene registro de 12 colapsos en vías de comunicación, los cuales se alinean al curso de antiguos canales de corriente ahora cubiertos. Sin embargo, en 2008, luego de una lluvia torrencial, se forma un colapso de magnitudes mayores, alcanzando hasta 30 metros de diámetro en los primeros minutos, para en días posteriores alcanzar los 120 metros de diámetro y 40 metros de profundidad, el cual se asocia a tres posibles causas: descarga extrema de agua, sufosión e influencia de agua subterránea (Toulkeridis *et al.*, 2016).

1.2. EL FENÓMENO DE SUBSIDENCIA EN MÉXICO

Para la República Mexicana, los riesgos y daños causados por subsidencias no difieren a los del resto del mundo. Algunos ejemplos son los ocurridos en Ecatepec, estado de México, cuyos socavones se forman de manera repentina producto de fallas en las tuberías de drenaje, así como la presión ejercida por el tráfico de vehículos pesados. En esta zona durante el periodo de agosto de 2011 a mayo de 2012 se registraron 70 hundimientos (Ayuntamiento de Ecatepec de Morelos, 2017).

En Salamanca, Guanajuato, luego de un evento de torrencial lluvia en 2006, se presentaron daños y afectaciones a vialidades, llegando a la conclusión, que tuvo una génesis de carácter natural basado en los contrastes de permeabilidad y horizontes basálticos de alta infiltración presentes en el área.

Para el estado de Nuevo León, particularmente el municipio de Galeana las subsidencias son resultado de karstificación en yesos. Sin embargo, existen otras causas que dan origen a colapsos, como en el caso de Monterrey, que en 2017 se generó una

subsistencia luego de precipitaciones intensas, lo que ocasionó pérdidas materiales y humanas.

En Cuernavaca, Morelos luego de la inauguración del paso exprés en 2017, se presentó un hundimiento de 12 metros de profundidad donde se perdieron dos vidas humanas, que, obedece a causas antropogénicas.

1.3. LA SUBSIDENCIA EN LA COMARCA LAGUNERA

La Comarca Lagunera no es la excepción, pues se tiene registro de colapsos repentinos desde 1986. La mayoría de ellos se ubican en las cercanías del cauce el Río Nazas, por el que fluye agua de manera intermitente. Los municipios afectados corresponden a Torreón, Gómez Palacio y Lerdo (Cuadro 1.1), que, mayormente representan daños en infraestructura y pérdidas económicas (Figura 1.2), sin embargo, y en menor medida, pérdidas humanas. Dichos fenómenos se han atribuido a falla de tuberías de drenaje, falta de compactación de los materiales (SGM & CAED, 2007), sufosión y karstificación (Escobar & Rodríguez, 1993). Particularmente para cd. Lerdo, se han identificado un polígono de peligro correspondiente a las colonias César G. Meraz, Villa de las Flores y Emiliano Zapata, donde se clasifican 824 lotes con riesgo de subsidencia alto, 463 medio y 51 inminente (Ayuntamiento Constitucional del Municipio de Lerdo, 2017).

Cuadro 1.1 Registro de subsidencias en la Comarca Lagunera.

Fecha	Localización	Características
-------	--------------	-----------------

INTRODUCCIÓN

1986	Colonia César G. Meraz, Lerdo.	Hundimiento en el patio de vivienda de 3 metros de diámetro y 10 metros de profundidad.
24 de agosto de 1991	Calle Francisco Sarabia no. 40 de la colonia Emiliano Zapata, Lerdo.	Hundimiento dentro de vivienda de 3 metros de diámetro y 10 metros de profundidad. Se reporta el fallecimiento de una persona.
20 de julio de 2004	Calle Jazmín en las colonias Villa de las Flores y Emiliano Zapata, Lerdo.	Grieta de 8 metros de largo, 1 m de ancho y 2 m de profundidad.
18 de octubre de 2006	Calle Dalias frente a no. 869 de la colonia Villa Jardín, Lerdo.	Colapso de 4 metros de profundidad.
22 de septiembre de 2008	Calle Francisco Sarabia no. 15 de la colonia Emiliano Zapata, Lerdo.	Colapso de 3 metros de diámetro y 7 m de profundidad.
6 de octubre de 2008	Parque ecológico Fundadores, Torreón.	Hundimiento de 5.5 metros de diámetro y 10 m de profundidad.
2 de noviembre de 2008	Calle Monterrosa entre Alpes e Himalaya de la colonia César G. Meraz, Lerdo.	Hundimiento.
8 de noviembre de 2008	Calle Pirineos no. 15 esquina con Nevado de Toluca de la colonia César G. Meraz, Lerdo.	Hundimiento.
14 de septiembre de 2012	Calle Francisco Sarabia de la colonia Emiliano Zapata, Lerdo.	Hundimiento de 6 metros de diámetro y 8 m de profundidad.
31 de agosto de 2016	Avenida Tepeyac de la colonia Vista hermosa, Gómez Palacio.	Hundimiento de 5 metros de diámetro y 3.5 m de profundidad.

INTRODUCCIÓN

29 de septiembre de 2016	Lecho el río Nazas debajo de puente Comarca, Lerdo.	Hundimiento de 32 metros de diámetro y 20 m de profundidad.
30 de abril de 2017	Calle Brezo no. 153 de la colonia Bellavista, Gómez Palacio.	Hundimiento de 8 metros de diámetro y 10 m de profundidad.
18 de julio de 2017	Carretera a León Guzmán frente de parque Raymundo, Lerdo.	Hundimiento.



Figura 1.2 A) Subsistencia presentada en la colonia Emiliano Zapata en Lerdo, el 22 de septiembre de 2008 (Aguilera, 2008); B) Subsistencia presentada en la colonia Bellavista, Gómez Palacio, el 30 de abril de 2017 (Holguín, 2017).

1.4. ENFOQUE DEL TRABAJO DE INVESTIGACIÓN

La generación de subsistencia puede ser producto de actividades antropogénicas o naturales: minería, extracción de fluidos, procesos kársticos y pseudokársticos, consolidación de suelos blandos, sismicidad, subsistencia tectónica (Tomás et al., 2009). De igual manera, procesos hidrológicos tales como comportamiento de las precipitaciones, geológicos (tipo de roca y/o suelo, fallas, fracturas, etc.) e hidrogeológicos (tipo de acuífero, barreras impermeables, parámetros hidráulicos, tasas de explotación de agua subterránea) se involucran.

INTRODUCCIÓN

Dentro de las actividades antropogénicas, la operación de presas puede incidir en la tasa de subsidencia gradual, o en la generación de procesos que desencadenen subsidencia espontánea. En un primer escenario, las presas cortan el suministro natural de sedimentos que, en una configuración natural, ayudaría a reemplazar los que subsiden, depositándose sobre éstos y disminuyendo la tasa de subsidencia, sin embargo, al ser frenado este suministro, la tasa de subsidencia aumenta (Zeitoun & Wakshal, 2013). En el segundo escenario, al iniciar la operación del embalse, el régimen de agua subterránea se modifica debido a la conexión que existe entre el agua superficial y subterránea, esto, puede ser un factor desencadenante de procesos como sufosión, erosión y efectos de golpe de ariete (Milanovic, 2002).

De acuerdo con lo anterior, el objetivo del presente trabajo es reproducir los eventos hidrológicos extremos a escala de cuenca mediante modelos numéricos y analizar la relación de factores geológicos, hidrológicos, hidrogeológicos y antropogénicos a escala local y su relación con los procesos de subsidencia. Esto permitirá tener un mayor entendimiento de la generación de colapsos y la participación de los factores naturales y antropogénicos como mecanismos disparadores del fenómeno de subsidencia. El planteamiento formulado aplica metodologías numéricas analíticas y contempla las siguientes metas específicas:

- a) Desarrollar un modelo conceptual del funcionamiento hidrológico de la cuenca, que permita evaluar las unidades hidroestratigráficas, áreas de recarga/descarga, régimen hidrodinámico y comportamiento piezométrico regional.
- b) Realizar un análisis climatológico con datos de precipitación media y máxima en un periodo de tiempo mayor a veinte años.

- c) Delimitar las subcuencas y obtener parámetros geométricos a partir de un análisis de Modelos Digitales de Elevación (a escala 1:50,000).
- d) Realizar los modelos correspondientes (hidrológico, hidráulico y/o hidrogeológico) para los casos de subsidencia seleccionados.
- e) Interpretar los resultados de los análisis superficiales y subterráneos como un sistema.

1.5. ORGANIZACIÓN DE LA TESIS

En el Capítulo I se presenta la definición de subsidencia, causas que le dan origen, y el panorama a nivel global y nacional haciendo énfasis a los efectos/daños derivados. De manera particular, se mencionan los eventos que se han presentado en la Comarca Lagunera y los estudios que se han realizado para dar explicación al fenómeno.

El Capítulo II se centra en las generalidades del área, brevemente se describen los rasgos fisiográficos, los suelos que abundan en la región, el régimen climatológico, hidrológico, así como los casos de subsidencia en la zona.

El Capítulo III presenta la geología regional y local.

En el Capítulo IV, los fundamentos teóricos que rigen el proceso de sufosión.

El Capítulo V versa sobre la hidrología superficial, se presentan detalladamente los análisis tanto climatológicos, morfométricos, hidrológicos e hidráulicos, así como las simulaciones correspondientes a cada caso en particular.

INTRODUCCIÓN

En el capítulo VI se aborda la hidrología subterránea, se presenta el modelo conceptual, diseño de la malla de simulación, y análisis en estado estacionario y transitorio.

En el capítulo VII se presentan las conclusiones y recomendaciones.

CAPÍTULO II

2. GENERALIDADES

2.1. LOCALIZACIÓN

El área de estudio se localiza en la región socioeconómica denominada Comarca Lagunera, específicamente en el oriente del municipio de Lerdo, en el estado de Durango, el cual, colinda al norte con los municipios de Mapimí y Gómez Palacio, al sur con el municipio de Cuencamé, al este con el estado de Coahuila, y al oeste con el municipio de Nazas. Las principales vías de acceso terrestre son las carreteras federales 49 D, que va de Chihuahua a Torreón; la 40 Saltillo – Torreón; la 30 Monclova – Torreón; 49 Zacatecas – Torreón) y 40D, que va de Durango – Torreón.

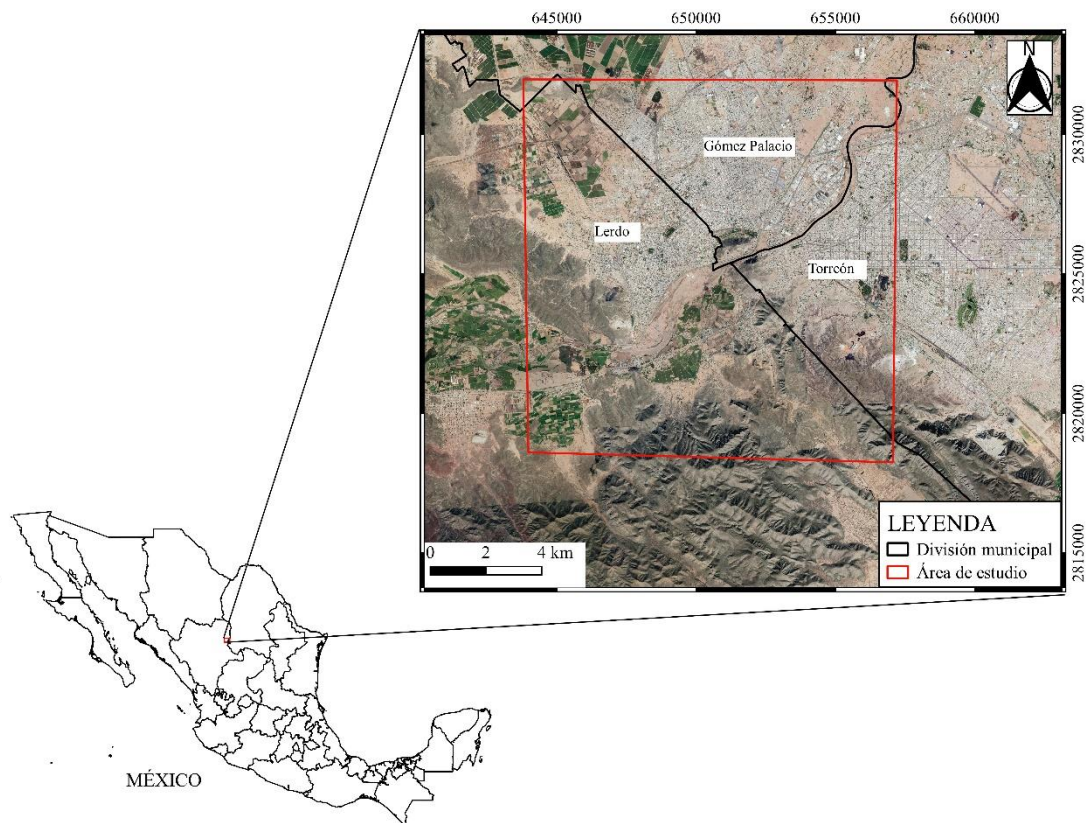


Figura 2.1 Localización del área de estudio.

2.2. FISIOGRAFÍA

Ciudad Lerdo, se encuentra en la intersección de las provincias fisiográficas Sierras Transversas y Sierras Bajas (Raisz, 1964), más tarde, INEGI en 1981, realiza otra clasificación, donde el área abarca las provincias de Sierra Madre Oriental, la cual se trata de una cadena montañosa con cumbres que oscilan entre los 2,000 y 3,000 msnm, y Sierras y Llanuras del Norte, que se caracteriza por presentar llanuras y sierras pequeñas, generalmente se encuentran cuencas endorreicas o bolsones (Lugo & Córdova, 1992).

De manera particular, y en cuanto a la geomorfología, la zona está delimitada al oeste por la Sierra el Sarnoso, al este por la Sierra de San Lorenzo y la Sierra de Texas, mientras que al sur lo limita la Sierra las Noas, siendo así, el área de subsidencias una planicie constituida por material aluvial (López & Sánchez, 2010).

2.3. HIDROLOGÍA SUPERFICIAL

El municipio de Lerdo, bajo la delimitación de INEGI, se ubica en la cuenca Río Nazas-Torreón, que, a su vez, forma parte de la Región Hidrológica 36 Nazas-Aguanaval, la cual, junto a la RH 35 (Mapimí) y RH 37 (El Salado) conforman la Región Hidrológico-Administrativa VII, Cuencas Centrales del Norte. La RH36 corresponde a un sistema de drenaje de tipo endorréico y cuyos afluentes de agua son el río Nazas y el río Aguanaval que desembocan en la laguna de Mayrán y Viesca respectivamente.

De forma general, el afluente de agua principal de la cuenca Río Nazas-Torreón lo representa el río Nazas, el cual nace en las partes altas de la Sierra Madre Occidental al poniente de la ciudad de Durango, con una dirección de flujo sur-norte lleva el nombre de

Río Santiago, al llegar a Santiago Papasquiaro, Durango, cambia su rumbo hacia el oriente antes de llegar a ciudad Lerdo, continúa su recorrido hasta finalizar en la antigua Laguna de Mayrán.

El caudal del río Nazas está regulado principalmente por dos presas: Aguas arriba, en el municipio duranguense de Indé, se encuentra la presa Lázaro Cárdenas conocida como El Palmito, cuya construcción se realizó en 1946 con el propósito de almacenar agua y controlar avenidas extraordinarias; más adelante, en el municipio de Lerdo, Durango, se ubica la presa Lázaro Cárdenas comúnmente llamada Las Tórtolas. De manera particular se cuenta con coeficientes de escurrimiento de 0-5% (INEGI, 1981).

2.4. HIDROLOGÍA SUBTERRÁNEA

El potencial hidrogeológico del área se caracteriza principalmente por el acuífero Principal- Región Lagunera y el Oriente-Aguanaval, sin embargo, la zona de estudio se encuentra sobre el primero, el cual abarca un área de 12616.61 Km² y se compone por dos medios, uno granular y otro fracturado. La fase granular la integran los sedimentos aluviales, fluviales y lacustres del Cuaternario, tiene un espesor promedio de 400 metros, disminuyendo a 50 m en las inmediaciones de las elevaciones topográficas, y alcanzando los 100 m en los bajos estructurales; mientras que la fase calcárea correspondiente al acuífero regional está compuesta por rocas carbonatadas de las formaciones Cupido y Aurora que presentan alta transmisividad y baja capacidad de almacenamiento (SEGOB, 2016).

INTRODUCCIÓN

En la región, el mayor uso del agua es para fines agrícolas, y puesto que los escurrimientos son variables y las sequías recurrentes, el principal recurso son las aguas subterráneas, y debido a ello, el acuífero Principal, se encuentra en situación de sobreexplotación.

2.5. CLIMA

En el área de interés del municipio de Lerdo, operan dos estaciones climatológicas, la 10108 (Ciudad Lerdo) que cuenta con registros desde el 1 de enero de 1975 hasta el 31 de enero de 2013, y la 10163 (Villa Juárez) con registros desde 1 de septiembre de 1981 hasta el 30 de noviembre de 2012.

Los veranos son largos y calientes y los inviernos son cortos, fríos y secos, la temperatura media anual es de 21.06 °C, donde la temperatura máxima promedio es de 35 °C en el mes de junio y la mínima de 8 °C en el mes de enero.

Las precipitaciones se presentan mayormente en los meses de junio a octubre, siendo los meses de julio, agosto y septiembre los más lluviosos donde se alcanzan hasta 54 mm de lluvia promedio mensual, sin embargo, la precipitación media anual no sobrepasa los 300 mm, mientras que la potencial evaporación ronda los 2350 mm (Ortega, 2003).

De acuerdo a la clasificación climática de Köppen (1936) y las modificaciones de García (1981), la región corresponde a un clima de desierto (BW), donde la temperatura media anual sobrepasa los 18 °C (h) correspondiente a un subtipo cálido, y en donde existe 10 veces más lluvia en el mes más húmedo de la mitad caliente del año que en el mes más

seco (w); dando como resultado una clasificación de clima desértico o muy árido con lluvias en verano BWhw(w).

2.6. EDAFOLOGÍA

De acuerdo a la carta edafológica G13-9, para las zonas montañosas se desarrollan Leptosoles, conforme se van presentan planicies de inundación, los suelos cambian a Calcisoles, en las áreas de cultivo se encuentran Kastanozems y Regoles, mientras que para la zona del río Nazas, los suelos son Fluvisoles (INEGI, 2007), a continuación se presenta una breve explicación de ellos de acuerdo con la Base referencial mundial del recurso suelo (FAO, 2008):

Fluvisoles: Se trata de depósitos aluviales, donde no solo son sedimentos de ríos, también pueden ser lacustres o marinos, se desarrollan en abanicos de ríos, valles y marismas. Se ubican en el lecho del Río Nazas.

Leptosoles: Suelos someros sobre roca continua, con gran contenido de grava y pedregal, se distribuyen principalmente en zonas montañosas con topografía fuertemente contrastada. Proviene de varios tipos de roca o materiales no consolidados con menos del 20% de materia fina. Se localizan en las partes montañosas del área.

Kastanozems: Suelos pardo-oscuros, ricos en materia orgánica, se distribuyen en lugares con climas secos, que poseen inviernos fríos y veranos cálidos. Ubicados en las zonas planas aledañas al Río Nazas.

Calcisoles: Suelos con una acumulación secundaria sustancial de calcáreo, se distribuyen principalmente en ambientes áridos a semiáridos, provienen de depósitos aluviales, coluviales y eólicos de material meteorizado rico en bases. Presentan una

vegetación natural escasa representada por arbustos xerófitos y pastos efímeros. Se encuentran en las llanuras adyacentes a las zonas altas.

Regosoles: Suelos remanentes que no pudieron acomodarse en otro grupo de clasificación, son suelos minerales pobremente desarrollados en materiales no consolidados, se distribuyen en tierras erosionadas, generalmente en zonas áridas y semiáridas y lugares montañosos. Se encuentran en las llanuras adyacentes a las zonas altas.

2.7. VEGETACIÓN

El municipio de Lerdo, se encuentra dentro de la región semidesértica del estado de Durango, donde existe gran diversidad de especies vegetales destacándose el Agave lechuguilla (lechuguilla), Euphorbia antisiphylitica (candelilla), Partenium argentatum (guayule), entre otras (SEMARNAT, 2013).

En cuanto a ciudad Lerdo, abundan dos tipos de vegetación el matorral xerófilo y el pastizal natural, el primero se desarrolla en zonas planas y en lomeríos, el segundo, se encuentra especialmente sobre suelos calcáreos, así como lugares de pino y encino en las partes más altas.

CAPÍTULO III

3. GEOLOGÍA

3.1. GEOLOGÍA REGIONAL

De acuerdo con Ortega *et al.* (1992), la zona de estudio se encuentra en la provincia geológica del Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas, cual tiene un origen volcanosedimentario y es de edad Mesozoica.

Regionalmente, el área se trata de una zona de descarga caracterizada por las Lagunas de Mayrán y Viesca, bordeadas hacia el sur y oeste por la secuencia Parrense con orientaciones NNW-SSE formando la curvatura de Torreón, y hacia el norte y este por la *secuencia coahuilense* (Figura 3.1).

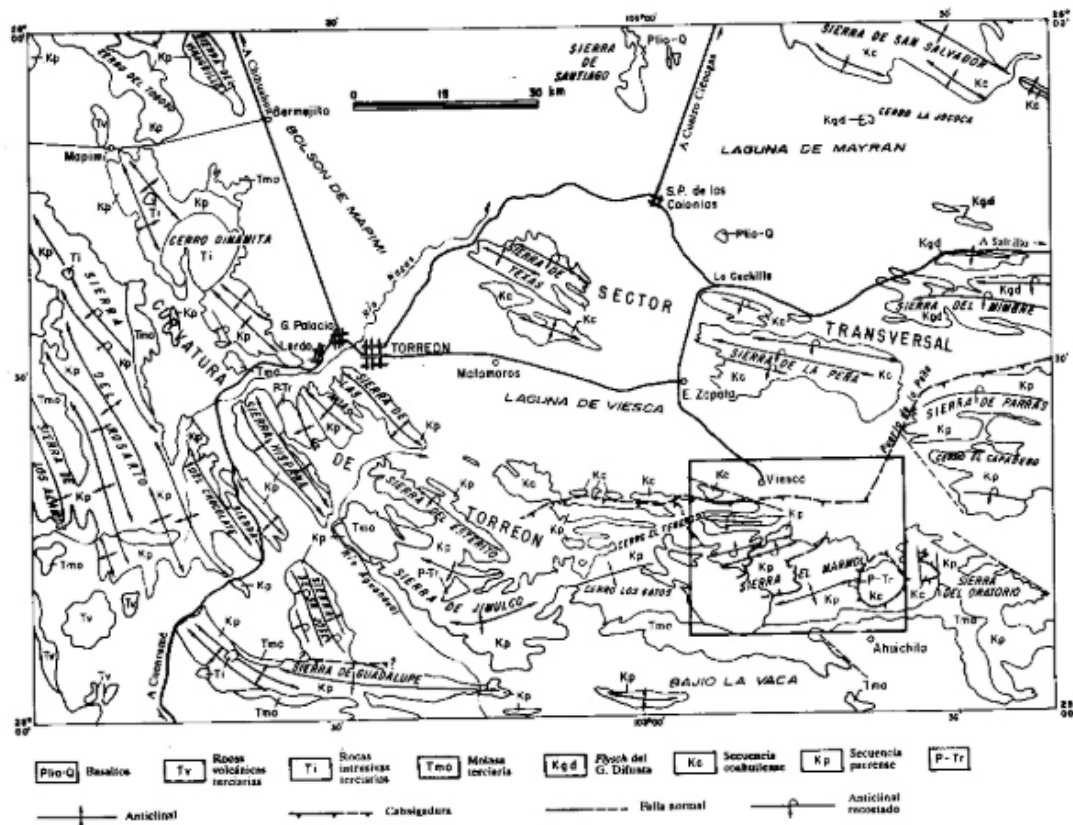


Figura 3.1 Rasgos estructurales principales a nivel regional (Martínez, 1989).

Lerdo se encuentra frente a dos provincias geológicas mayores: La península de Coahuila y la cuenca de Parras (Tardy, 1972).

La configuración tectónica comienza con el rompimiento del basamento antiguo a causa de la deriva de la placa de Norteamérica al tiempo que la placa del Pacífico es subducida.

Para el triásico tardío-Jurásico medio, el basamento se rompe debido a esfuerzos tensionales, formando fosas y pilares que posteriormente se rellenan con fragmentos continentales como conglomerados y areniscas intercalados con derrames de andesita, así como material volcánico a consecuencia de un magmatismo de tipo arco insular, dando origen a la formación Nazas.

Para el Jurásico superior, ocurre el primer evento de transgresión marina proveniente del sureste, donde rocas marinas se sobreponen a las continentales; sedimentos terrígenos se depositaron en las bordes de la plataforma Coahuila, permitiendo las rocas de la Formación La Gloria, La Casita, Carbonera y Taraises.

A medida que el basamento de la isla Coahuila subside, comienza a ser cubierta por el mar.

En el Berremiano-Aptiano, existe un tirante de agua profundo que permite la formación de una plataforma carbonatada de ambiente de plataforma semirrestringida y plataforma abierta, correspondiente a la Formación Cupido.

Para el Aptiano tardío-Albiano, la subsidencia de la cuenca es mayor, permitiendo una mayor transgresión marina, y que se deposite material arcillo-calcáreo, arcilloso, limo-arcilloso, dando origen a la formación La Peña.

En el Albiano-Cenomaniano, los mares cubren totalmente la isla Coahuila, y dado que en el occidente existe una estabilidad tectónica, se pudieron acumular carbonatos en un ambiente lagunar de plataforma abierta, semirrestringida y restringida, de la Formación Aurora.

Existió una etapa de regresión del arco magmático entre una edad de 32-25 Ma, donde se emplazaron cuerpos intrusivos graníticos como El Sarnoso (To Gr), esta fase de deformación expone las rocas a la erosión e intemperismo, dando origen a la Formación Santa Inés representada por conglomerados, semejantes a los que dieron origen a la Formación Ahuichila (SGM, 2007).

La orogenia Laramide representó una etapa de plegamiento y fractura de las rocas mesozoicas desde el Cretácico tardío hasta el Eoceno tardío, donde los ejes estructurales presentan una tendencia NW-SE y E-W, que se encuentra afectados por una falla de desplazamiento lateral localizada en los bordes meridional y occidental de la Plataforma Coahuila , así como una serie de fosas y pilares (CNA, 2015), depositándose las rocas continentales de la Formación Ahuichila, producto de la erosión de las rocas cretácicas (Gómez, 2012).

La secuencia vulcano-sedimentaria se ve afectada por la dinámica de los ríos Nazas y Aguanaval, que transportaban y depositaban sedimentos en forma de abanicos aluviales delimitados en el sur y poniente por la Sierra Madre Occidental, y al oriente por las sierras de San Lorenzo y Texas.

Estos procesos modificaron la dirección del Río Nazas, que originalmente se dirigía hacia el sureste rumbo a las fosas tectónicas, para después cambiar de dirección y desembocar en la Laguna de Mayrán.

Los cambios de las direcciones de los ríos Nazas y Aguanaval originados en el Terciario tardío, crean el “Sistema de Cauces y Paleocauces de los ríos Nazas y Aguanaval” que constituyen una serie de meandros y canales serpenteantes abandonados.

3.2. GEOLOGÍA LOCAL

El área de estudio se encuentra rodeada por las sierras: El Sarnoso, Las Noas, San Lorenzo y Texas, con orientación general NW-SE alcanzan 1,800 msnm; 1,400 msnm y 1,500 msnm, respectivamente, y donde se exponen calizas correspondientes a las formaciones Cupido y Aurora, mientras que las planicies se constituyen de sedimentos fluviales, aluviales y lacustres (Figura 3.2). Particularizando en la zona donde se concentran la mayoría de las subsidencias, en las faldas del cerro las calabazas, se observa que las colonias están desplantadas sobre depósitos de origen aluvial, mientras que el cerro de las Calabazas lo componen calizas de la formación Aurora y en la cima, calizas de la formación Cupido (Figura 3.3).

GEOLOGÍA

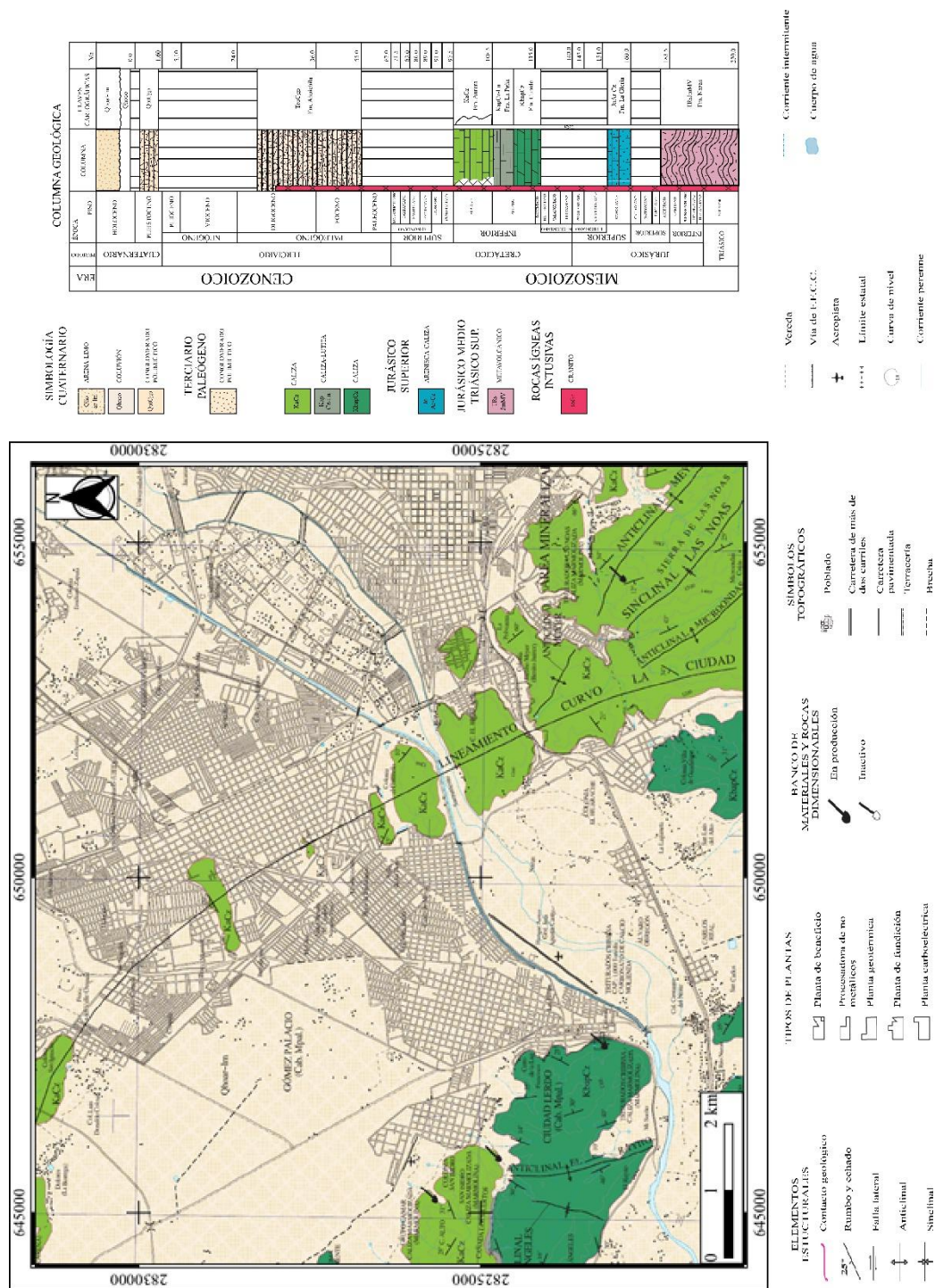


Figura 3.2 Geología local, tomado de la carta Geológico-Minera G13D25.

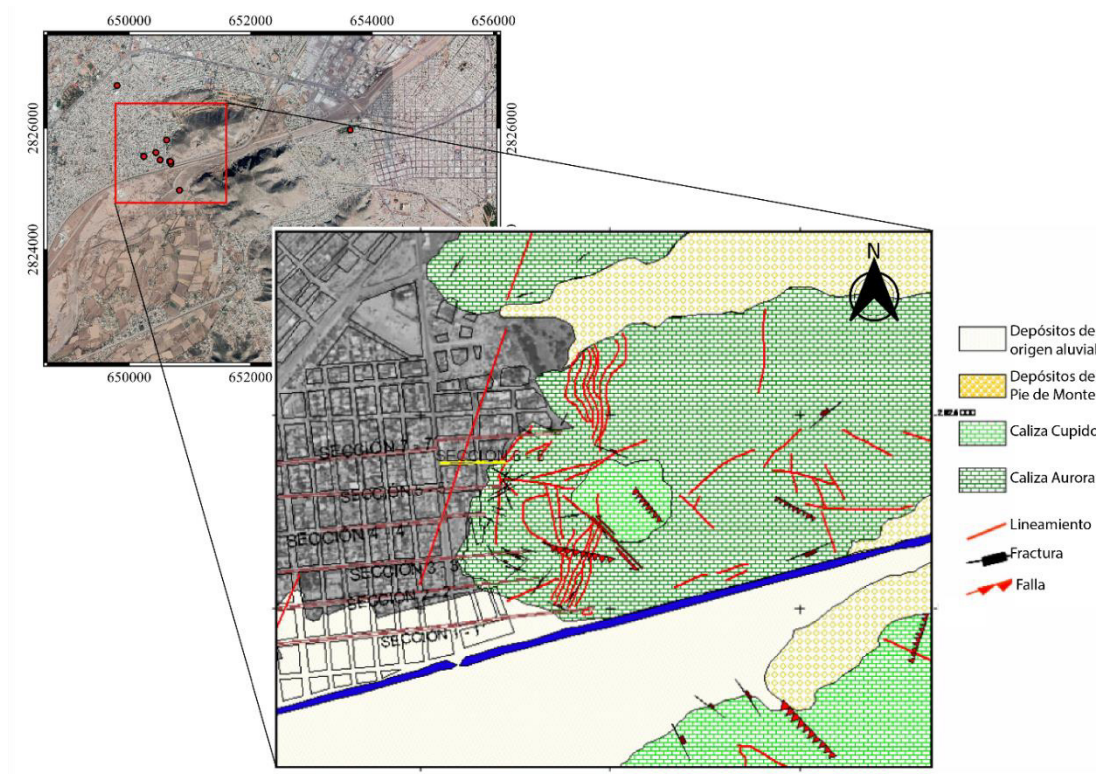


Figura 3.3 Geología en el área de concentración de subsidencias (SGM & CAED, 2007).

***NAZAS**

Corresponde a la unidad más antigua de la columna sedimentaria (TRsJm MV) con edad del Triásico superior-Jurásico medio (230 ± 20 Ma), cuya localidad tipo se encuentra sobre el río Nazas en Villa Juárez, Durango. Está representada por una secuencia de lavas intercaladas con tobas, lutitas, limolitas, areniscas y conglomerados de color rojo, los diámetros van desde 1 cm hasta 15 cm. El espesor de la unidad en la localidad tipo es de 548 metros.

***LA GLORIA**

Sobreyaciendo la Fm. Nazas se encuentra la Fm. La Gloria (Jo Ar-Cz) del Jurásico superior (Oxfordiano-Kimmeridgiano), siendo la localidad tipo el cañón de Mimbres en

Parras, Coahuila; Imlay (1937), la define como caliza gris de espesores medianos a gruesos, arenisca de tonos amarillos con conglomerados, el espesor que se reporta para toda la unidad en el levantamiento de Villa Juárez es de 730 metros.

Para el área de estudio, no se registró el depósito de la Formaciones Casita y Taraíses, que sobreyacen a la Fm. La Gloria.

***CUPIDO**

Sobreyace concordantemente una secuencia de estratos de caliza gris oscuro de espesores delgados a medios con concreciones de pirita y nódulos de pedernal gris claro, de la Fm. Cupido (Kbap Cz) del Berremiano-Aptiano, presenta gran abundancia de fauna fósil principalmente amonites y foraminíferos; la localidad tipo se encuentra en el cañón de Mimbres en Parras, Coahuila; donde tiene espesores de 431 metros. Para el área de estudio, la Fm. Cupido se representa por calizas de color gris claro a oscuro con espesores de 60 a 110 cm y con algunos nódulos de pedernal. Esta unidad conforma el cerro de las Calabazas, que ha sido explotado como banco de materiales (SGM, 2007).

***LA PEÑA**

Sobre ésta, se encuentra la Fm. La Peña (Kap Cz-Lu) del Aptiano tardío, con un espesor variable, ronda los 450 metros en la localidad tipo en la Sierra de Parras, está constituida por calizas arcillosas de color gris oscuro en estratos gruesos con estratos de caliza finamente estratificada, es rica en macro y microfauna, especialmente los amonites de la especie *Dufrenoyia sp.* Que se encuentran en toda la formación.

***AURORA**

Sobreyaciendo concordantemente a la Fm. la Peña, se alza la Fm. Aurora (Ka Cz) del Albiano temprano, la cual se compone de caliza gris claro a ocre en estratos masivos a gruesos con nódulos de pedernal gris oscuro a negro y escasas intercalaciones de lutita calcárea gris (Imlay, 1937).

***EL SARNOSO**

Sobre la Fm. Aurora, existe un estrato de rocas intrusivas de composición graníticas pertenecientes a el miembro El Sarnoso, el cual presenta un color beige oscuro en muestra fresca y marrón oscuro en muestra intemperizada, en la Sierra El Sarnoso contiene minerales como ortoclasa, cuarzo y epidota.

***AHUICHILA**

Le sigue la Fm. Ahuichila (Teo Cgp) del Eoceno-Oligoceno, cuya localidad tipo se encuentra en el “Frentón Ahuichila” en Viesca, Coahuila, y está representada por conglomerado polimíctico constituido por clastos de caliza, arenisca, limolita, lutita, pedernal, cuarzo, toba caolinizada, cementados por una matriz de caliche rojizo a grisáceo.

Sobre la Fm. Ahuichila, existe un estrato de conglomerado polimíctico representado por clastos continentales que varían de cantos a gravas poco consolidadas, embebidas en una matriz de arena, arcilla, limo y caliche del Pleistoceno. Se divide en dos miembros, el inferior de 30 metros de espesor se compone de material tobáceo y arenisca, interestratificada con delgadas capas de yeso; el miembro superior de 275 metros de espesor es un conglomerado compuesto por calizas, pedernal y rocas volcánicas.

Finalmente, depósitos aluvio-lacustres del Cuaternario:

-De Piamonte: Fragmentos casi consolidados de tamaño variable, conforme se alejan de las montañas, éstos materiales están propensos al fenómeno de sufosión y erosión de arenas finas, se encuentran al pie de los cerros el Huarache y Calabazas, con un espesor de 2 a 5 metros (SGM, 2007).

-De llanura de inundación: Clastos gruesos en fondo de cauces, cuya gradación disminuye a medida que se acerca a la superficie del terreno, sin embargo, tienden a reclasificarse en venidas de agua, sedimentos finos completan la llanura de inundación. En general, los materiales gruesos poseen una transmisividad de $0.007 \text{ m}^2/\text{s}$ y un coeficiente de almacenamiento de 0.01; mientras que los depósitos finos, tiene una transmisividad de $0.0005 \text{ m}^2/\text{s}$ y un coeficiente de almacenamiento de 0.05. Sobre esta llanura es donde se encuentran la mayoría de las casas.

-De Laguna: Sedimentos transportados por ríos, conformados principalmente por limos y arcillas (González *et al.*, 1994).

CAPÍTULO IV

4. FUNDAMENTOS TEÓRICOS

4.1. DEFINICIÓN DEL CONCEPTO DE SUFOSIÓN

El proceso de sufosión se puede definir como la erosión del suelo que ocurre en depósitos de sedimentos poco consolidados. En el proceso, las partículas no cementadas son removidas en suspensión por acción de la infiltración de agua a través de fracturas o espacios de poro, provocando túneles subsuperficiales (Grimes, 1975). Cuando el soporte entre partículas se pierde, el suelo colapsa, causando una reducción repentina en el volumen, y asentamientos en superficie.

Algunas condiciones que deben existir para que este proceso ocurra son: (1) Presencia de una fuente de agua, (2) La tasa de infiltración superficial debe exceder la tasa de permeabilidad de alguna capa inferior, (3) Existencia de una capa de fácil erosión sobre la capa retardante de baja permeabilidad, (4) Gradiente hidráulico sobre la capa retardante, (5) Debe haber una salida para el flujo lateral (Fletcher *et al.*, 1952). Para que el proceso de sufosión comience, el factor principal es la salida del gradiente hidráulico, mientras que, el transporte de sedimentos denota la continuación del proceso.

Existen otros factores que pueden contribuir como: Contrastes pluviométricos, presencia de vegetación de tipo estepario, prácticas agrícolas (irrigación, deforestación, etc.), actividad biológica de los animales (madrigueras), presencia de huecos de raíces rellenos con material poco consolidado (Gutiérrez & Rodríguez, 1984). Asimismo, la sufosión es de 2 a 20 veces más intensa en zonas semiáridas o áridas que en regiones

templadas (Verachtert, 2011), y el diámetro de tubificaciones en zonas semiáridas es cerca de un orden de magnitud mayor que en las templadas (Jones, 1994).

El proceso de sufosión puede desencadenar morfología kárstica como cuevas, dolinas, corrientes subterráneas, etc. (Grimes, 1975). Los colapsos asociados a este mecanismo comúnmente pasan a elevaciones lejanas del río relativamente inactivo, durante periodos de baja descarga, generalmente luego de que eventos de tormenta e inundación tomaron lugar (Hagerty, 1991).

Generalmente, la sufosión tiene una génesis natural en depósitos de suelos aluviales (Hagerty, 1991), sin embargo, se ha registrado también en coluvión, arcillas, limolita, lutita, toba, ceniza volcánica (Parker, 1963), siendo los estratos con alto contenido de limos y arcillas los más propensos a sufosión (Jones, 1971). Algunos procesos antropogénicos pueden contribuir a su formación, como es el caso de las presas, que, a causa de su construcción y operación, el régimen de agua superficial y subterráneo cambia, pudiendo desencadenar procesos como sufosión, erosión y efectos de golpe de ariete (Milanovic, 2002). Es entonces que, la sufosión es común en lugares donde existen presas, diques o excavaciones profundas que pueden generar grandes diferenciales en la carga hidráulica en distancias relativamente pequeñas (Parker, 1963).

Aunque la sufosión supone un claro proceso de erosión, existen dificultades para reconocerlo. En primero, los efectos derivados son tan sutiles que no son evidentes, segundo, generalmente la sufosión es intermitente, si la fuente de agua principal es el banco de almacenamiento durante inundaciones, el proceso solo se presentará después de ello (Hagerty, 1991).

4.2. DESARROLLO DE TUBIFICACIONES

A medida que el estrato de suelo se satura, y el agua fluye debajo del nivel freático hacia los lugares de menor presión, o a otro estrato permeable, el agua arrastra en forma de suspensión partículas de agua disgregadas o dispersas. Esta mecánica crea pequeños vacíos/agujeros, pero, a medida que el tiempo y los eventos de escorrentía transcurren, los conductos se hacen más grandes, creando una mayor superficie de descarga de agua subterránea, y por ende un conducto de permeabilidad ilimitada.

Los volúmenes de descarga, luego de precipitaciones intensas, se canalizan rápidamente por las tubificaciones, cavando y agrandando su diámetro. Finalmente, en las áreas más débiles, se generan colapsos, dando paso a una serie de socavones que posteriormente actúan como superficie de captación de agua y conducción hacia las tubificaciones subterráneas (Parker, 1963). Se ha documentado que para que el colapso ocurra, una vez comenzado el proceso de sufosión, pasan alrededor de 5-10 años, sin embargo, puede ocurrir en periodos menores a 2 años (Verachtert *et al.*, 2011).

4.3. MECÁNICA DE SUELOS

Como se anteriormente se mencionó, la sufosión se ha reportado en muchos tipos de suelos, donde, se distinguen tres principales los cuales son propensos al desarrollo de dicho fenómeno: Histosoles, Luvisoles y Xerosoles (Calcisoles) (Faulkner, 2006).

En el caso de los Histosoles, la sufosión toma lugar en climas húmedos con presencia de suelos orgánicos, mayormente turbas, esto debido a que, en primera instancia, se necesita un cierto grado de humedad para que se desarrollen estos suelos. Para los

suelos colapsables como suelen ser los loess (Luvisoles), en un estado seco, el arreglo de partículas propicia una baja densidad, que, al mojarse, de paso a un reacomodo de partículas, disminuyendo el volumen y aumentando la densidad del estrato. Conforme varían los estados (seco y húmedo), se generan fisuras que actúan como macroporos para infiltración. Estas zonas de infiltración actúan como zonas altamente erosionables y planos de falla propensos a sufosión (Collison, 2001).

Para el caso de los suelos dispersivos (Calcisoles), se trata más de un proceso fisicoquímico, que de suelos colapsables como en los Luvisoles. Existen minerales arcillosos 2:1 (2 capas tetraédricas en los extremos y una octaédrica en el centro) que se convierten en fisicoquímicamente activos en presencia de cationes monovalentes. La presencia de estos cationes en sitios de intercambio altera las cargas de las capas de arcilla, desfloculando las moléculas y provocando que los enlaces que había entre las arcillas y otras partículas ya no existan. Generalmente, este tipo de sufosión se desarrolla en climas semiáridos, donde el sodio no se pierde rápidamente por efecto de la humedad (Faulkner, 2006).

4.4. RECARGA

La mayoría de los estudios de sufosión se centran en los procesos de erosión superficial, a pesar de que dicho mecanismo comprende un proceso subsuperficial (Bernatek-Jakiel & Poesen, 2018). Uno de los factores superficiales fundamentales en la erosión subsuperficial es la recarga, donde, aspectos de la erosión que resultan del flujo subsuperficial no están controlados por la recarga total anual, si no por las tasas de recarga a corto plazo durante las tormentas o épocas húmedas (Dunne, 1990).

Bajo condiciones no saturadas el agua que se infiltra al medio poroso fluye por la matriz de grano. Si el suelo se satura, aún localmente o sobre algún horizonte relativamente impermeable, o sobre el techo del macroporo formando una zona saturada “colgada”, donde, si la percolación vertical sustituye el agua más rápido que la percolación no saturada, el agua tenderá a fluir de la matriz al macroporo (Figura 4.1). Estas zonas o acuíferos colgados, se pueden saturar de manera perenne o efímera.

Una vez iniciada la recarga, para que el flujo a través de los macroporos continúe, el volumen de entrada debe exceder el volumen de salida lateral, la cual disminuye con el paso del tiempo y a medida que la matriz se humedece y el gradiente de presión disminuye (Dunne, 1990). El flujo, a través del estrato permeable y hasta el naciente conducto, es laminar, en cuanto atraviesa la tubificación se convierte en turbulento.

4.5. DINÁMICA DE LA EROSIÓN SUBSUPERFICIAL

El flujo subsuperficial puede erosionar en dos maneras: 1) A través de una fuerza de arrastre que entra en las partículas con la filtración de agua, causando licuefacción del suelo. 2) Por un esfuerzo de corte aplicado a las márgenes del macroporo. Siendo la primera, la que impera en suelos no consolidados, y el segundo en suelos consolidados donde el agua se infiltra a través de grietas (Parker, 1963).

La erosión por flujo subsuperficial, debe comenzar en el extremo aguas abajo, de un patrón de flujo de agua subterránea, y extenderse aguas arriba, ya que se requiere que el material erosionado se transporte aguas abajo por un conducto previamente formado.

El arrastre de partículas puede ser precedido por largos periodos de humectación en el frente de infiltración, reduciendo la cohesión de materiales geológicos.

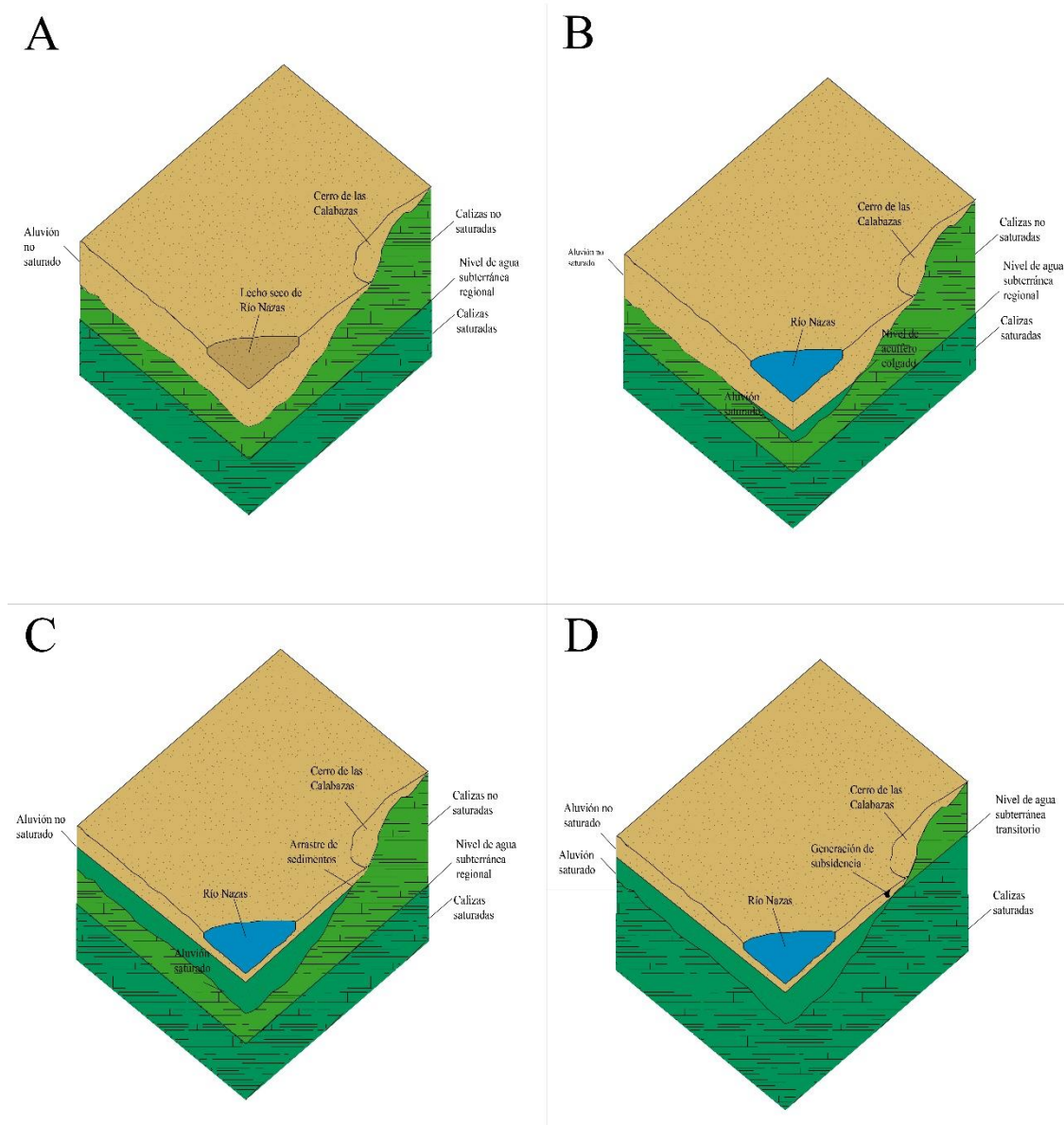


Figura 4.1 Dinámica del agua a través del medio poroso. A) Condición de río seco, acuífero granular no saturado, nivel freático regional en calizas. B) Fluye agua por el río Nazas, comienza a infiltrarse al acuífero granular, formando un tipo de acuífero colgado. C) Continúa la infiltración, del río al aluvión, y comienza la infiltración del acuífero colgado hacia las calizas fracturadas subyacentes, arrastrando sedimentos. D) El nivel freático regional aumenta, saturando la base del aluvión, ocurre reacomodo de partículas donde hubo arrastre de finos y se genera la subsidencia.

CAPÍTULO V

5. HIDROLOGÍA SUPERFICIAL

5.1. LA MODELACIÓN EN LA HIDROLOGÍA E HIDRÁULICA

Un modelo hidrológico superficial se puede definir como un conjunto de ecuaciones que ayudan en la estimación de esorrentía como una función de varios parámetros usados para describir las características de la cuenca (Gayathri et al., 2015); se basa en la ley de conservación de masa, y puesto que se trata de una representación simplificada de un sistema complejo, al conceptualizar esta idea, se establecen los límites alcanzados por una cuenca, así, la entrada es la precipitación, y la salida, el caudal, al margen de esta interacción, se cuantifica el volumen que se concentró en el espacio hidrológico, asimismo, se consideran la evaporación y flujo subsuperficial (Figura 5.1).

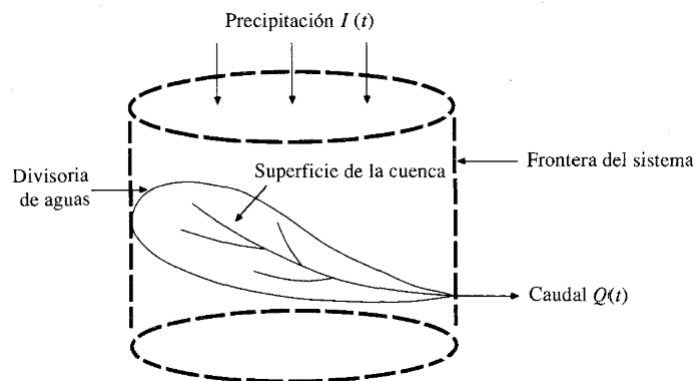


Figura 5.1 La cuenca como sistema hidrológico (Antonio & Aguilar, 2016).

Al hablar de un modelo hidrológico, se abarcan dos conceptos: un análisis meteorológico, del que se obtienen los hietogramas de diseño para las simulaciones; y un

análisis de cuenca, que se refiere a las pérdidas, transformación de lluvia-escorrentía y flujo base (Nanía, 2007).

Por otra parte, los modelos hidráulicos describen de manera matemática el flujo de agua en canales abiertos, mientras que los modelos hidrológicos se enfocan en la transformación precipitación escorrentía, los hidráulicos calculan espesores de lámina de agua, velocidad de flujo, zonas de inundación, etc.

Puesto que los escenarios y condiciones hidrológicas e hidráulicas cambian en cada caso de subsidencia estudiado, se debe abordar cada fenómeno en particular, utilizando modelos hidrológicos para los caso donde se tenga un evento de precipitación importante y se requieran conocer los valores de las variables hidrológicas; y, los modelos hidráulicos para los eventos donde el agua fluyó por el cauce del río Nazas, asimismo, se pueden emplear los dos tipos de modelos para los casos que así lo requieran (Cuadro 5.1).

Cuadro 5.1 Definición de modelos superficiales.

Caso	Modelo hidrológico	Modelo hidráulico
24 de agosto de 1991		X
19 de octubre de 2006	X	
14 de septiembre de 2012	X	

5.2. CONSTRUCCIÓN DE MODELOS HIDROLÓGICOS

El objetivo de esta sección es simular la respuesta de la cuenca hidrológica ante eventos de precipitación extrema con distintos periodos de retorno, con base en características topográficas y parámetros hidráulicos. El modelo hidrológico de escorrentía consiste en un análisis general de morfometría de la cuenca, un análisis

meteorológico y un análisis hidrológico, esto, con el fin de estimar la escurrimiento superficial en la cuenca de interés, que constituirá el factor de recarga en el modelo hidrogeológico (subterráneo).

Para este trabajo se seleccionó el modelo hidrológico HEC-HMS 4.1 (Falta referencia), que toma como referencia el Hydrologic Engineering Center (HEC) del US Army Corps of Engineers. El modelo utiliza un enfoque semidistribuido, dividiendo a la cuenca en unidades de respuesta hidrológica o subcuencas. Está diseñado para simular escurrimiento superficial dentro de una cuenca en respuesta a eventos de precipitación, análisis de multi-inundación, escenarios de rotura de presa y manejo de peligro de inundación. Como resultado del proceso de modelado se obtienen hidrogramas de corriente en ubicaciones específicas dentro de la cuenca. Las especificaciones de control delimitan el periodo de tiempo que abarca la simulación. Utiliza modelos de cuenca, modelos meteorológicos, especificaciones de control y datos de entrada.

5.2.1. ANÁLISIS DE MORFOMETRÍA DE CUENCA

El modelo de cuenca constituye parte de la base de la simulación hidrológica, el principal objetivo es convertir las características topográficas en cauces de flujo y cuencas. Para obtener las redes hidrográficas de la cuenca, se utilizó el Programa de Parametrización Topográfica (TOPAZ por sus siglas en inglés) a través del software hidrológico Watershed Modeling System (WMS) desarrollado por la compañía Aquaveo. Ingresando como base los Modelos Digitales de Elevación de INEGI escala 1:50,000, a través del método determinista de los ocho vecinos (Holmgren, 1994; García, 2004; Martz & Garbrecht, 1992) operado por TOPAZ, se obtuvieron redes de flujo y áreas de acumulación de agua, que, fueron modificadas con base en imágenes satelitales e

hidrografía publicada por el SIATL a fin de contar con una red que represente el cauce del río Nazas en condición natural, y así poder delimitar subcuencas definiendo puntos de drenaje, elementos hidrológicos y orden hidrológico (Figura 5.2), mientras que en el cuadro 5.2 se muestran los parámetros geométricos de subcuenca. Cn base en la Figura 5.2, se observa que las líneas hidrográficas de la subcuenca D tienen a hacerse rectas hacia el noreste, se asume que es debido a la condición de planicie y lagunar de la zona, donde la topografía no representa un marcado conducto de agua.

Cuadro 5.2 Atributos topográficos de subcuenca calculados en TOPAZ.

Atributo	A	B	C	D
BASINAREA	2154.02250	1014.49500	1412.16250	572.08000
BASINSLOPE	0.110826250	0.225843980	0.222960790	0.06694689
MFDIST	96.97810	61.76060	76.04790	54.14143
MFDSLOPE	0.013023560	0.020355160	0.013018110	0.013557080
CENTDIST	0.05000	0.20616	0.36056	0.10607
CENTOUT	47.15424	24.74298	21.62992	26.14323
SLCENTOUT	0.008482800	0.005340790	0.001063340	0.000382510
PSOUTH	0.273549840	0.399765400	0.348607190	0.094313730
PNORTH	0.726450160	0.600234600	0.651392810	0.905686270
MSTDIST	95.45886	60.41207	74.22866	52.11864
MSTSLOPE	0.011104260	0.017085110	0.009740170	0.004355450
BASINLEN	76.00238	42.78504	48.96616	37.56647
SHAPEFACT	2.6816630	8044052	1.6978818	2.4668578
SINUOSITY	1.2559982	1.4119905	1.5159175	1.3873711
PERIMETER	348.04125	277.04935	360.55813	203.56444
MEANELEV	1694.97876	1619.92862	1423.47618	1154.47805

HIDROLOGÍA SUPERFICIAL

CENTROIDX	624845.5025	607949.5385	628741.9915	659655.1063
CENTROIDY	2754562.781	2802007.899	2815859.795	2828469.173

BASINAREA: Área de la cuenca en km².

BASINSLOPE: Pendiente de la cuenca.

MFDIST: Ruta de flujo máximo.

MFDSLOPE: Pendiente a lo largo de la ruta de flujo máximo.

CENTDIST: Distancia desde el centroide al punto más cercano del canal principal.

CENTOUT: Distancia desde el punto en la corriente más cercana al centroide hasta la salida.

SLCENTOUT: Pendiente de la distancia del CENTOUT.

PSOUTH: Porcentaje de área orientada al sur.

PNORTH: Porcentaje de área orientada al norte.

MSTDIST: Distancia de corriente más larga dentro de la cuenca.

MSTSLOPE: Pendiente de MSTDIST.

BASINLEN: Distancia al punto más lejano dentro del perímetro de la cuenca.

SHAPEFACT: Longitud de la cuenta dividida por el área.

SINUOSITY: Máxima distancia de flujo dividida por la longitud de la cuenca.

PERIMETER: Perímetro de la cuenca.

MEANELEV: Elevación promedio.

CENTROIDX: Distancia al centroide en el eje x.

CENTROIDY: Distancia al centroide en el eje y.

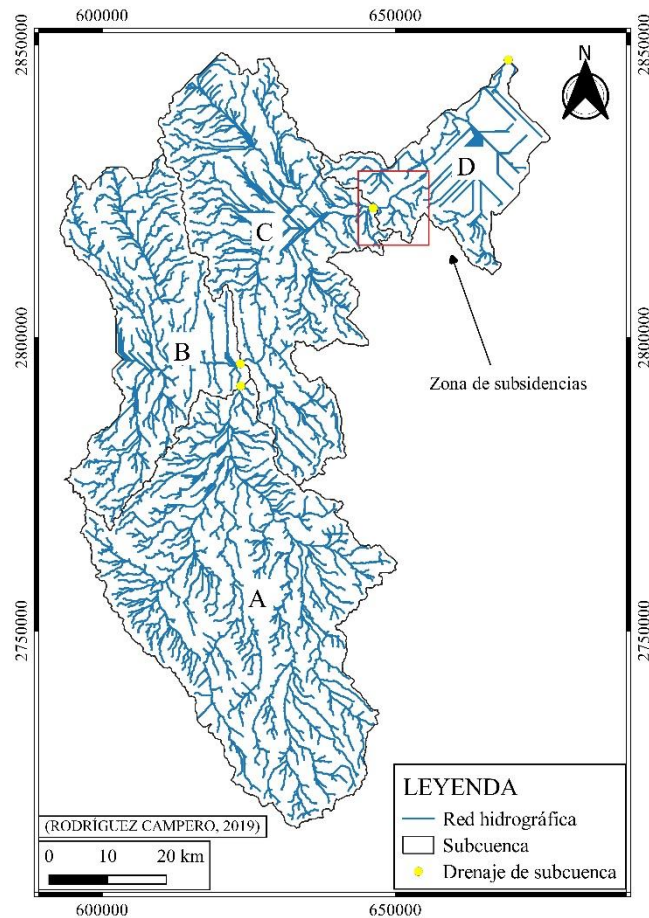


Figura 5.2 Red hidrográfica y división de subcuencas elaborado en WMS.

5.2.2. ANÁLISIS METEOROLÓGICO

Para poder realizar una simulación de un sistema hidrológico a través de un modelo, se utilizan hietogramas de diseño que es la evolución de la intensidad de tormenta en el tiempo. Para obtenerlos, se pueden utilizar hietogramas previamente realizados con datos de precipitación real, sin embargo, en muchas ocasiones no se cuenta con ese tipo de datos, y es necesario elaborarlos a partir de tormentas de diseño con las que se podrá estimar razonadamente la cantidad e intensidad de lluvia por unidad de tiempo en cualquier punto de la cuenca (Triviño & Rojas, 2004).

Para determinar las tormentas de diseño y posteriormente hietogramas de diseño se analizaron las series pluviográficas correspondientes al periodo 1982-2012 de dos estaciones climatológicas (Cuadro 5.3) operadas por la Comisión Nacional del Agua (CNA) y el Servicio Meteorológico Nacional (SMN), de las cuales, se completaron los datos faltantes utilizando medias móviles.

Cuadro 5.3 Estaciones climatológicas analizadas.

ID	Estación	Datos completos	X	Y	Altitud (msnm)	Estado
10108	Ciudad Lerdo	100%	648499	2826245	1,140	Durango
10163	Villa Juárez	95.14%	646432.1	2828500.4	1,160	Durango

Para la distribución de la precipitación se aplicó el método de pesos ponderados de polígonos de Thiessen a través de QGIS (Figura 5.3), determinando las áreas de influencia de las estaciones climatológicas seleccionadas (Cuadro 5.4).

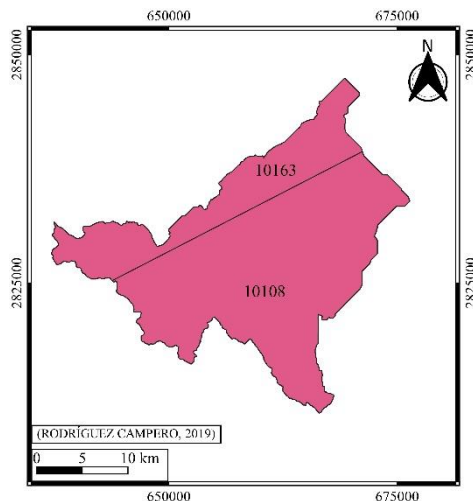


Figura 5.3 Áreas de influencia de estación climatológica.

Cuadro 5.4 Área de influencia de estación climatológica.

Área subcuenca (km ²)	Estación	Área de influencia de estación (km ²)
Subcuenca D		
572.176	10108	409.303
	10163	162.873

Analizando las series de tiempo completas, y evaluando los valores de precipitación extrema, se aplica una distribución de probabilidad de Gumbel para la matriz de datos de precipitaciones extremas, de donde se obtuvieron las precipitaciones máximas probables en 24 horas para los periodos de retorno de 2, 5, 10, 25, 50, 100 y 500 años, en cada estación climatológica, las cuales se multiplicaron por el coeficiente de corrección por el intervalo fijo de observación, 1.13, propuesto por Campos-Aranda 1998 (Figura 9.1 en Anexos).

Las precipitaciones máximas probables corregidas, se distribuyeron en intervalos de una hora a través del coeficiente de relación de lluvia con duración menor a 24 horas, posteriormente se transformaron en intensidades, que usando las distribuciones por polígonos de Thiessen se promediaron para cada subcuenca.

Para obtener los hietogramas de diseño en cada subcuenca se realizó una regresión lineal simple para diferentes periodos de retorno propuestos, obteniendo como primer resultado las curvas Intensidad-Duración-Frecuencia, y los hietogramas de diseño, para este estudio se seleccionó una tormenta con duración de cinco horas, calculando las alturas de lluvia a cada diez minutos.

5.2.3. ANÁLISIS HIDROLÓGICO

Con base en la Figura 5.2, se seleccionó la subcuenca D para los estudios hidrológicos presentados en esta sección, donde, el esquema de trabajo de HEC HMS está constituido por solo una subcuenca, un tramo de corriente y una salida (Figura 5.4).

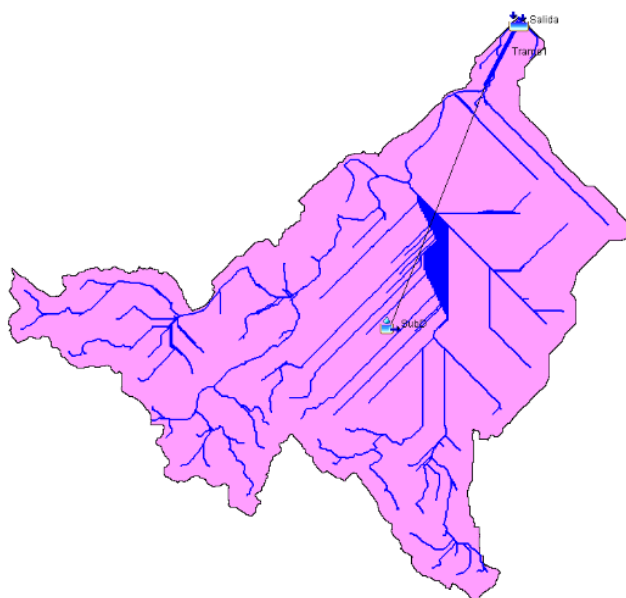


Figura 5.4 Modelo conceptual hidrológico de la subcuenca D.

El modelo HEC-HMS, utiliza volúmenes de almacenamiento para calcular la cantidad de agua en cada fase del sistema del ciclo del agua (Figura 5.5)

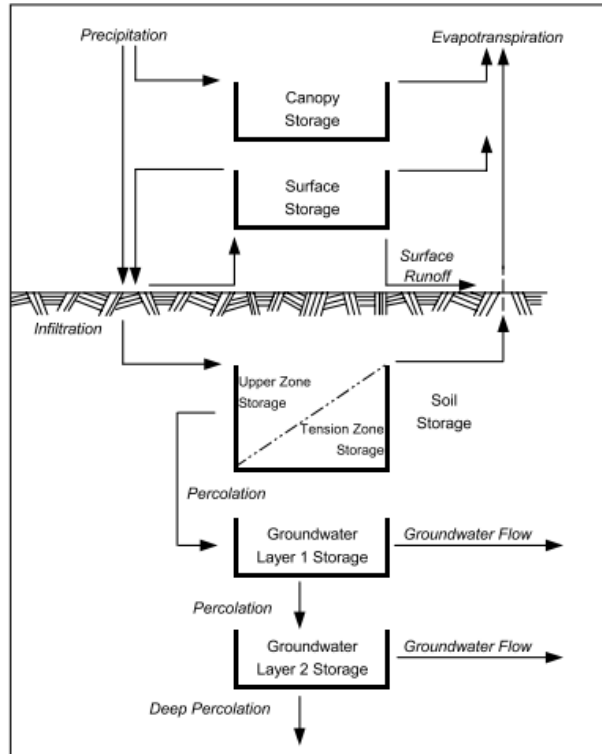


Figura 5.5 Modelo esquemático conceptual del ciclo hidrológico en HEC-HMS (Bennett & Peters, 2004).

5.2.3.1. Evapotranspiración

En zonas áridas es característica la rápida evaporación del exceso de agua superficial, sin embargo, aún no se conocen las proporciones relativas de la evaporación en la escorrentía (Parsons & Abrahams, 2009). Para estimar la evapotranspiración se seleccionó el método de dosel simple el cual propone que toda la precipitación es interceptada hasta llenar la capacidad de almacenamiento, dicha agua será potencial evapotranspiración, hasta que el almacenamiento quede vacío (US Army Corps of Engineers, 2016b).

Las variables utilizadas son: El almacenamiento de dosel inicial, que representa el porcentaje máximo almacenado al inicio de la simulación, el cual se tomó como 0% puesto que la simulación comienza luego de una periodo de ausencia de lluvias (Ahbari et al.,

2018). La segunda variable fue el almacenamiento de dosel máximo, que representa la profundidad máxima de agua que puede ser interceptada por la vegetación, para ello se adoptó la clasificación de Zinke (1971) que propone 1.3 mm para vegetación en general donde las especies no son conocidas directamente, 2.0 mm para pastizales y árboles de hoja caduca, 2.5 para árboles de coníferas (Fleming & Neary, 2004)

5.2.3.2. Infiltración

Una vez cumplida la condición de evapotranspiración, el exceso de precipitación pasa por una etapa de infiltración como se muestra en la Fig. 1, en zonas secas, la infiltración sólo ocurre a profundidades someras, siendo la humedad del suelo baja o muy baja, donde el flujo superficial es importante mientras que el subterráneo carece de relativa importancia; asimismo, en lugares con vegetación escasa, la infiltración adquiere un mayor valor a en localidades con mayor vegetación (Parsons & Abrahams, 2009). Para el análisis de infiltración se seleccionó el método de la Curva Número desarrollado por el Servicio de Conservación de Suelo (SCS) de EEUU, actualmente Servicio de Conservación de los Recursos Naturales (NRCS), el cual se utiliza para el cálculo de escorrentía a partir de la precipitación total caída en un área, a través de un parámetro hidrológico o Curva Número (Havrylenko et al., 2006) el cual contempla condiciones de terreno como: uso de suelo, grupo hidrológico de suelo, cobertura vegetal, condición hidrológica (densidad de vegetación) y pendiente del terreno (Mendoza & Burgos, 2008).

Para la Cuenca D, como un primer acercamiento, y con base en la Base de Datos Armonizada de los suelos del mundo con clave WSOIL_BL59 de la Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura (FAO) el cual se modificó de

acuerdo a imágenes satelitales para tener un porcentaje de terreno mixto urbano más preciso, siendo el GHS A el predominante con un 95%, y el GHS D el de menor abundancia con 5%. El Número de Curva (NC) se calculó en WMS a partir de la capa de tipo de suelos hidrológicos y de uso de suelo, obteniéndose el NC para cada uso de suelo y NC promedio para cada subcuenca (Cuadro 5.5).

Cuadro 5.5 Número de Curva.

GHS	Descripción del Uso de Suelo	NC	Área (km ²)	Producto (NCxÁrea)
Subcuenca D				
A	Tierras forestales caducifolias	36	23.114	832.116
A	Matorrales y arbustos	35	305.567	10,694.845
A	Pastizales herbáceos	49	18.161	889.902
A	Pastizales mixtos	35	9.081	317.822
A	Tierras de cultivo y pastos	49	89.155	4368.611
A	Terreno mixto urbano	81	126.176	10220.256
A	Tierra de bosque siempre verde	36	0.826	29.718
NC promedio (Producto total/Área total)				47.81

GHS: Grupo Hidrológico de Suelo

NC: Número de Curva

Donde, el potencial máximo de infiltración se obtiene con la ecuación 5.1

$$S = 25.4 \left(\frac{1000}{NC} - 10 \right) \quad (5.1)$$

5.2.3.3. Transformación lluvia-escorrentía

Para llevar a cabo el proceso de transformación de la lluvia en escorrentía se toman en cuenta aspectos como: Altura total de la precipitación, características de la cuenca, distribución temporal y espacial de la lluvia. Puesto que en México frecuentemente no se

cuentan con abundantes datos, existen formas para obtener los gastos de un caudal, desde los métodos envolventes que solo analizan el área de la cuenca en relación con el gasto máximo, métodos racionales, hasta aquellos métodos conceptuales o matemáticos donde se consideran todos los parámetros antes mencionados.

Para esta sección se utilizó el método del hidrograma unitario del SCS el cual se basa en el tiempo de retraso que se refiere al periodo que transcurre entre el centroide del hietograma y el centroide del hidrograma de escorrentía. Para calcularlo se acepta tomar el 60% del tiempo de concentración o tiempo de equilibrio, que significa el tiempo que transcurre desde que inicia la precipitación y se establece el gasto en equilibrio (Aparicio, 1989), es decir, el tiempo necesario para que toda la cuenca contribuya a la generación de flujo en el punto de drenaje. En cuanto a los modelos precipitación-escorrentía, se asume que la duración de la lluvia es igual al tiempo de concentración de la cuenca, ya que en ese periodo toda la cuenca se involucra en la formación de escorrentía, sin embargo, es importante diferenciar que el tiempo de concentración es la fase de la tormenta que determina el caudal máximo, y este intervalo puede ser igual o no a la duración total de la tormenta, dependiendo las características de la misma, y no totalmente de la cuenca.

Para calcular el tiempo de concentración, existen tres formas: 1) A partir de datos de hidrogramas reales, midiendo el tiempo entre la finalización de la tormenta y cuando el caudal vuelve a su estado en equilibrio. 2) Utilizando métodos hidráulicos, midiendo la velocidad de la onda de propagación de avenida. 3) Con fórmulas empíricas, a partir de las características de la cuenca. Generalmente, se opta por el uso de las fórmulas empíricas, a menos que se cuente con datos precisos de hidrogramas de corrientes para las

tormentas analizadas, en este caso se aplicó la fórmula de Kirpich (ecuación 5.2), obteniendo así los tiempos de concentración para las subcuencas (Cuadro 5.6)

$$t_c = 0.06628 \left(\frac{L^{0.77}}{i^{0.385}} \right) \quad (5.2)$$

Cuadro 5.6 Tiempo de concentración.

Subcuenca	L (km)	i (m/m)	A (Km ²)	Tc (horas)	T retraso
D	54.14143	0.01355708	572.08	7.504407603	4.5026

5.2.3.4. Flujo Base

Se refiere al agua subterránea somera que regresa rápidamente a contribuir al flujo de corriente durante un evento de precipitación (WMS, 2015) y representa un elemento clave para la estimación precipitación-escorrentía (Salas et al., 2015). La rápida respuesta del flujo de agua subterránea respecto a la precipitación se debe principalmente a la percolación de agua de lluvia en las cercanías del río y por ende, el incremento de la carga hidráulica en el reservorio subterráneo, lo cual, acelera la exfiltración de agua antigua almacenada (Wittenberg, 1999). El flujo base es aquel que alimenta a las corrientes superficiales cuando no existen precipitaciones y dependiendo de su velocidad se puede englobar en el escurrimiento superficial o subterráneo (Aparicio, 1989).

Debido a que, en el área de estudio, el río Nazas tiene una condición intermitente, es decir, no es alimentado por fuentes ajenas a las precipitaciones, no se toma en cuenta el flujo base.

5.2.3.5. Enrutamiento

Se refiere al comportamiento del pico del hidrograma en un caudal máximo y su evolución a medida que transita aguas abajo, es decir, el cálculo de gastos en cualquier sección transversal del cauce a partir de un hidrograma conocido corriente arriba. Para ello, se seleccionó el método Muskingum-Cunge que incorpora el tradicional Muskingum y calcula hidrogramas en varias secciones transversales de un tramo de río (Fuentes et al., 2006). El método se basa en la ecuación 5.4, donde K y X son constantes que dependen de cada tramo de cauce.

$$O_2 = C_0 I_2 + C_1 I_1 + C_0 O_2 + C_3 q_L \quad (5.4)$$

Donde:

$$C_0 = \frac{(\Delta t/K) - 2X}{2(1-X) + (\Delta t/K)} \quad C_1 = \frac{(\Delta t/K) + 2X}{2(1-X) + (\Delta t/K)}$$

$$C_2 = \frac{2(1-X) - (\Delta t/K)}{2(1-X) + (\Delta t/K)} \quad C_3 = \frac{2(\Delta t/K)}{2(1-X) + (\Delta t/K)}$$

Uno de los factores que influyen en el desarrollo del flujo en un canal es la fuerza de fricción que se opone a la aceleración del fluido, actúa a lo largo del canal natural o artificial y depende de la rugosidad y del tamaño y forma de la sección transversal, para ello Robert Manning desarrolló una ecuación (5.5) que relaciona la fuerza impulsora con la que se opone.

$$v = \frac{1.49}{n} R^{2/3} S^{1/2} \quad (5.5)$$

El cálculo del coeficiente de Manning (n) en cauces naturales requiere mayor cuidado que en cauces artificiales por las heterogeneidades de vegetación, material de lecho, obstáculos, etc. Asimismo, el caudal influye de manera importante en el cálculo, pues a mayor gasto menor será el coeficiente n , sin embargo, si el caudal sobrepasa el cauce alcanzando las llanuras de inundación donde existe mayor vegetación la n de Manning tiende a aumentar (Fernández de Córdova et al., 2018).

Para el cálculo en la zona, se consideró solo el tramo final del río Nazas en la subcuenca, que es el que recoge la precipitación generada en la zona, donde el coeficiente de Manning se asumió 0.030 correspondiente a canales naturales con piedras y maleza (Mott, 2006) (Cuadro 5.7).

Cuadro 5.7 Parámetros para cálculo de enrutamiento

Parámetro	Tramo 1
Longitud (m)	5270
Pendiente (m/m)	0.00045
Coeficiente de Manning (n)	0.030
Forma	Trapezoide
Ancho (m)	255.60

5.2.3.6. Pérdidas/ganancias en corriente

Puesto que en la mayoría de las cuencas las aguas superficiales y las subterráneas están hidráulicamente conectadas, una corriente puede alimentar al agua subterránea (corriente de pérdida), o ganar agua del acuífero (corriente de ganancia), dependiendo del nivel de agua subterránea del acuífero (Winter, Harvey, Franke, & Alley, 1999)

En ésta sección se representan las pérdidas de flujo en el canal, o las ganancias que puede aportar el agua subterránea, en zonas secas, la transmisión de pérdidas toma lugar generalmente en canales aluviales que sobreyacen rocas fracturadas (Costa et al., 2012). Para el caso base que se plantea en la investigación, no se tomará en cuenta este parámetro, sin embargo, más adelante se retomará este aspecto.

5.2.4. RESULTADOS

Para todos los casos se utilizó el mismo modelo de cuenca descrito en la sección 5.4.1

5.2.4.1. Caso 1 – 19 de octubre de 2006

El fenómeno sucedió en la calle Dalias de la colonia Villa Jardín en Lerdo, el 19 de octubre, alcanzando 4 metros de profundidad. Como se aprecia en la figura 5.6, para el factor precipitación, el colapso sucede después del pico máximo registrado para ese año. En cuanto a la hidrometría no se tienen registros para dicha fecha.

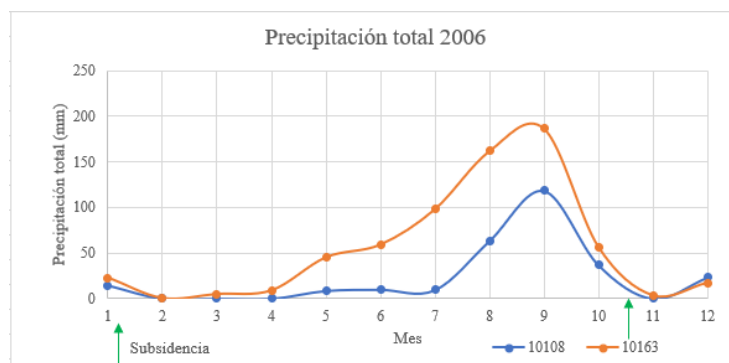


Figura 5.6 Precipitación total mensual para el año 2006.

Para este caso, se seleccionó el día donde ocurre la precipitación más importante precedente al fenómeno, siendo el 12 de octubre, fecha en que se registran 24.5 mm de

precipitación en la estación 10108, para dicha altura se opta por utilizar el hietograma de diseño de $T=2$ años (Cuadro 9.1 en Anexos).

Puesto que se propone un evento de precipitación de duración= 5 horas, con intervalos de tiempo de 10 minutos, la ventana de tiempo de la simulación abarcó del 12 de octubre de 2006 a las 10:00 hasta el 13 de octubre de 2006 a las 02:00, rango en el que se alcanza a cubrir el hietograma (Cuadro 5.8).

Cuadro 5.8 Resumen de especificaciones de simulación.

Atributo	Método/Especificación	
Evaporación	Dosel Simple	
Infiltración	Curva Número SCS	
Almacenamiento superficial	Superficie simple	
Transformación lluvia-escorrentía	Hietograma Unitario de Clark	
Flujo base	No aplica	
Enrutamiento	Muskingum-Cunge	
Pérdidas-ganancias en corriente	No aplica	
Precipitación	Hietograma específico	
Fecha y hora de inicio de simulación	12/oct/2006	10:00
Fecha y hora de fin de simulación	13/oct/2006	02:00
Intervalo de tiempo de simulación	10 minutos	

Para este caso, la cantidad de precipitación no llega a transformarse en escorrentía, puesto que queda retenida en las etapas iniciales del ciclo, la infiltración (Figuras 5.7).

Project: CuencaNazas Simulation Run: 12OCT2006				
Start of Run: 12oct2006, 10:00		Basin Model: SubcuencaD		
End of Run: 12oct2006, 18:00		Meteorologic Model: T=2años		
Compute Time:04oct2019, 13:57:21		Control Specifications:T=2 años		
Show Elements:	All Elements	Volume Units:	<input checked="" type="radio"/> MM <input type="radio"/> 1000 M3	Sorting: Hydrologic
Hydrologic Element	Drainage Area (KM2)	Peak Discharge (M3/S)	Time of Peak	Volume (MM)
SubD	572.08	0.0	12oct2006, 10:00	0.00
Tramo1	572.08	0.0	12oct2006, 10:00	0.00
Salida	572.08	0.0	12oct2006, 10:00	0.00

Figura 5.7 Resultados globales para la simulación 12OCT2006.

5.2.4.2. Caso 2 – 14 de septiembre de 2012

El fenómeno ocurrió el 14 de septiembre en la calle Francisco Sarabia de la colonia Emiliano Zapata en Lerdo, siendo un hundimiento con 6 metros de diámetro y 8 metros de profundidad. Tomando como referencia la estación climatológica 10108, el 14 de septiembre se registra un evento de tormenta de 72.5 mm (Figura 5.8), fecha que se toma como referencia para la simulación.

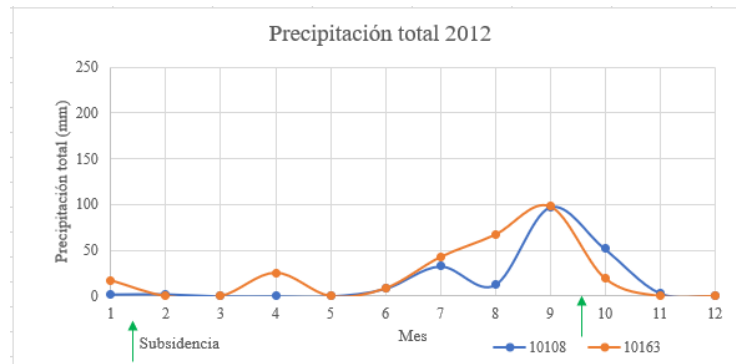


Figura 5.8 Precipitación total mensual para el año 2012.

En este caso, se toma como base el hietograma de T=100 años (Cuadro 9.1 en Anexos).

Puesto que se propone un evento de precipitación de duración= 5 horas, con intervalos de tiempo de 10 minutos, la ventana de tiempo de la simulación abarcó del 14 de septiembre de 2016 a las 10:00 hasta el 15 de septiembre de 2016 a las 02:00, rango en el que se alcanza a cubrir el hietograma y se pueden apreciar los efectos en el tramo de corriente (Cuadro 5.9).

Cuadro 5.9 Resumen de especificaciones de simulación.

Atributo	Método/Especificación
Evaporación	Dosel Simple
Infiltración	Curva Número SCS
Almacenamiento superficial	Superficie simple
Transformación lluvia-escorrentía	Hidrograma Unitario de Clark
Flujo base	No aplica
Enrutamiento	Muskingum-Cunge
Pérdidas-ganancias en corriente	No aplica
Precipitación	Hietograma específico

HIDROLOGÍA SUPERFICIAL

Fecha y hora de inicio de simulación	14/sept/2016	10:00
Fecha y hora de fin de simulación	15/sept/2016	02:00
Intervalo de tiempo de simulación	10 minutos	

En este caso, como resultado de la precipitación total en toda la subcuenca (Figura 5.10), se obtienen 44.00 m³/s, sin embargo, solo 12.00 m³/s se enrutan por el tramo de Río y alcanzan la salida (Figura 5.9), los cuales presentan un retraso natural en el enrutamiento (Figura 5.11) desde que se alcanza el pico máximo en el hietograma a las 10:10, el máximo en el flujo directo ocurre a las 15:00, mientras que el flujo máximo que circula por el tramo de río ocurre a las 18:40.

Project: CuencaNazas Simulation Run: 14SEP2016				
Start of Run: 14sep2016, 10:00		Basin Model: SubcuencaD		
End of Run: 15sep2016, 02:00		Meteorologic Model: T=100años		
Compute Time: 04oct2019, 14:13:00		Control Specifications: T=100 años		
Show Elements:	All Elements	Volume Units:	<input checked="" type="radio"/> M ³ /s <input type="radio"/> 1000 M3	Sorting: Hydrologic
Hydrologic Element	Drainage Area (KM2)	Peak Discharge (M3/s)	Time of Peak	Volume (MM)
SubD	572.08	44.0	14sep2016, 15:00	0.26
Tramo1	572.08	12.0	14sep2016, 18:40	0.20
Salida	572.08	12.0	14sep2016, 18:40	0.20

Figura 5.9 Resultados globales para la simulación 14SEP2016.

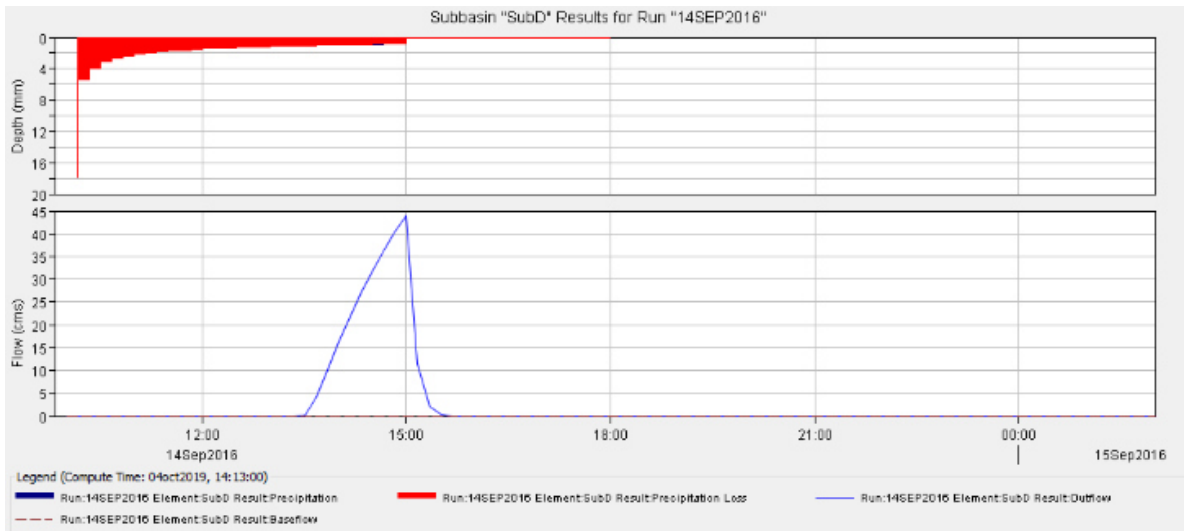


Figura 5.10 Conversión hietograma en hidrograma en subcuenca.

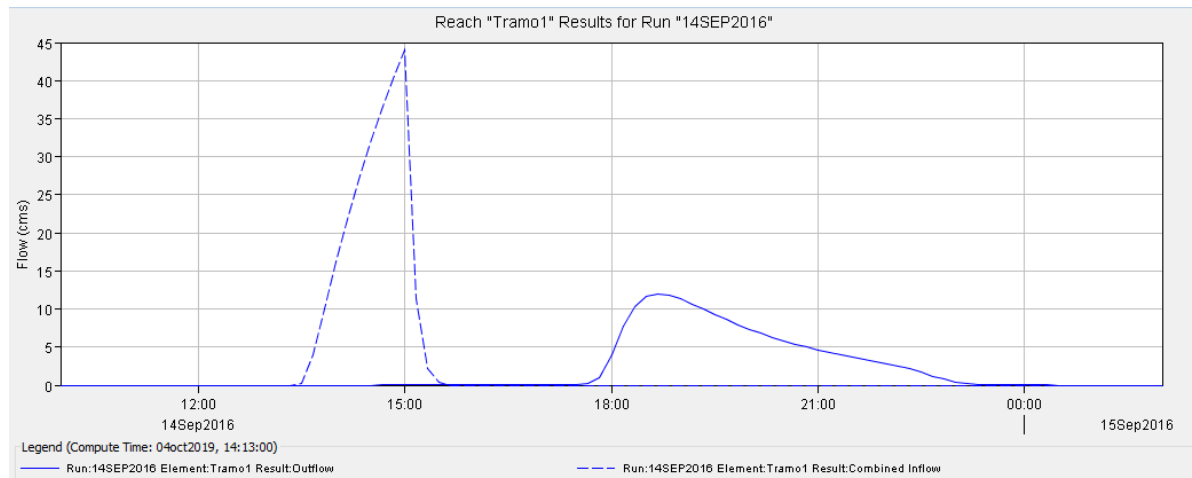


Figura 5.11 Entrada y salida en corriente.

5.2.5. DISCUSIÓN DE ANÁLISIS HIDROLÓGICO

Ambos periodos de la simulación, se presentan durante los meses de mayor precipitación anual, sin embargo, bajo condiciones distintas, para el caso 12OCT2006, el evento de precipitación más cercano ocurre siete días previos al fenómeno de subsidencia, siendo éste, del orden de $T=2$ años, correspondiente a una precipitación periódica, de acuerdo a las características suelo especificadas, los 26.26 mm totales precipitados en la subcuenca se pierden a efectos de infiltración y evapotranspiración, descartándose así, su

influencia en procesos subterráneos o mayor escala, así pues, se presenta una condición húmeda el 12 de octubre de 2006, pero, en los días posteriores, se pierde dicha humedad pues no se presentan más eventos de precipitación.

Para el caso 14SEP2016, las primeras 3.5 horas, la precipitación generada se pierde por efectos de infiltración y evapotranspiración, siendo a las 13:40 horas donde se generan los primeros excesos de precipitación, una vez satisfechas los volúmenes de almacenamiento y pérdidas, dicho exceso cesa a la 15:00, sin embargo, la esorrentía continúa hasta las 15:30, cabe desatacar que tales datos de esorrentía superficial significan flujo en toda la subcuenca D, y no cauces generados para el río Nazas y tampoco para la sección de la zona de subsidencias. Para analizar el flujo en el lecho del Nazas producto del evento de precipitación, se toma el Tramo 1 (Figura 5.3) que corresponde a la sección de salida de la subcuenca, donde se generan descargas pico de $12 \text{ m}^3/\text{s}$, dicho volumen, de igual forma, no se puede extrapolar a la zona de subsidencias debido a la lejanía de los puntos y a que significa el volumen de agua generado en toda la subcuenca, mientras que los fenómenos de colapso se presentan aguas arriba en el límite con la subcuenca C, donde, según datos de pluviometría, no se presentaron precipitaciones para el periodo de estudio. Por lo anterior descrito, los resultados de esorrentía superficial generados no se toman en cuenta para el análisis del caso 12SEP2016, siendo así, una simulación de pérdidas para el área de subsidencia.

5.3. CONSTRUCCIÓN DE MODELOS HIDRÁULICOS

Los modelos hidráulicos tienen la capacidad de simular elevaciones, profundidades, velocidades de agua en áreas o secciones transversales en sistemas de ríos,

eventos estables y dinámicos, periodos cortos de horas o días hasta simulaciones continuas de semanas y meses. Las aplicaciones de los modelos hidráulicos son múltiples, por lo que la correcta elección de las características del modelo es lo más importante para tener resultados que pueden reflejar la realidad del sistema.

Dentro de los modelos hidráulicos se podría dividir la clasificación en aquellos de flujo estacionario y no estacionario, donde el comportamiento del río y las posibles influencias externas van a dictar el tipo flujo que se va a tratar en el sistema.

Del mismo modo, un escenario hidráulico se puede abordar desde una o dos dimensiones, siendo la geometría y tipo de evento a modelar los factores más importantes en la toma de decisión.

Para esta investigación, se seleccionó el software HEC RAS (Hydrologic Engineering Center's River Analysis System), el cual es un programa de modelización hidráulica de código libre que ejecuta cuatro tipos de análisis en ríos: Flujo en régimen permanente, flujo en régimen no permanente, transporte de sedimentos y análisis de calidad agua. Permite simular el flujo a lo largo de canales naturales o artificiales a través de modelos de una, dos dimensiones o combinados. De manera general, las soluciones se basan en la ecuación de la energía unidimensional, las pérdidas se manejan por fricción mediante el coeficiente de Manning, y para variaciones rápidas en los niveles de agua interviene la ecuación de momento.

Puesto que los eventos que se desean simular obedecen a comportamientos sumamente dinámicos donde el flujo de agua cambia de nivel en poco tiempo y dichos eventos se presenta cada tantos años se optó por un modelo hidráulico no estacionario,

asimismo, obedeciendo a la topografía del lugar que corresponde a una zona con una baja pendiente y lagunar, donde las planicies de inundación son muy amplia y el flujo tiende a sobrepasar el cauce del río, se seleccionó un modelo de dos dimensiones.

El modelado hidráulico se basa en el principio de conservación de la masa, también llamada ecuación de la continuidad (Ecuación 5.6) y el principio de conservación de momento (Ecuación 5.7), los cuales se expresan en ecuaciones parciales diferenciales.

$$\frac{\partial A_T}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} - q_1 = 0 \quad (5.6)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial QV}{\partial x} + gA \left(\frac{\partial z}{\partial x} + S_f \right) = 0 \quad (5.7)$$

Para resolver las incógnitas, se seleccionó el set de ecuaciones de onda de difusión. HEC-RAS utiliza un algoritmo de solución basado en Volumen Finito a partir de una malla de flujo con celdas que van desde polígonos de tres lados hasta ocho lados, donde se calculará la elevación de agua superficial en el centro de cada celda (Brunner, 2016).

De manera general (US Army Corps of Engineers, 2016a), para la construcción de un modelo hidráulico se siguió el siguiente flujo de trabajo:

1. Creación del modelo de terreno
2. Asignación de propiedades de rugosidad
3. Geometría y condiciones de frontera
4. Especificaciones de flujo no estacionario
5. Simulación de flujo no estacionario

Para el área de estudio solo se cuenta con una estación en el cauce del río Nazas con una serie de datos extensa, ubicada en las coordenadas 644046.07, 2822012.69 la estación los ángeles con clave 36060 se construyó con el objetivo de conocer los caudales del río Nazas antes de ser distribuidos, la sección de aforo considerada tiene taludes prácticamente verticales, y en crecientes extraordinarias desborda agua. Para las lecturas se realizan en una escala vertical de concreto localizada en la margen izquierda y con rango hasta 2.60 metros y donde los registros comienzan desde el 23 de marzo de 1964. Cuenta con un ancho en la sección de aforo de 60.67 metros.

5.4. RESULTADOS

En agosto de 1991, debido a las precipitaciones extraordinarias registradas, las presas que regulan el cauce del río Nazas se encontraban a su máxima capacidad, debido a ello, el 10 de agosto las compuertas de la presa Francisco Zarco se abrieron liberando volúmenes de hasta 450 m³/s, alimentando de esta manera el lecho del río y las planicies de inundación de la Comarca Lagunera, en la Figura 5.12 se ilustra el alcance de la inundación registrada en agosto de 1991 para la colonia Emiliano Zapata. Posteriormente, el fenómeno de subsidencia se presenta el 23 de agosto dentro la colonia citada en la calle Francisco Sarabia no. 40, alcanzando dimensiones de 3 metros de diámetro y 10 metros de profundidad.

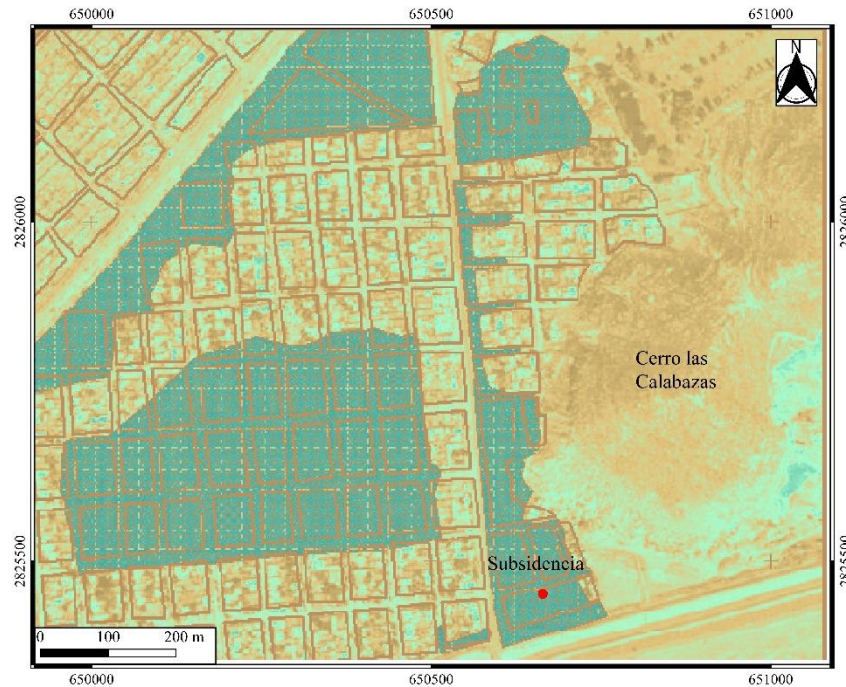


Figura 5.12 Inundación de agosto de 1991 (SGM, 2007).

Para el análisis, se realizó una simulación que toma el hidrograma correspondiente del 10 de agosto de 1991 al 31 de agosto de 1991, periodo en el cual se registra el primero de los picos máximos en el lapso de flujo de agua en el río Nazas.

La ventana de tiempo queda comprendida del 10 de agosto 13:00 horas al 31 de agosto 23:00 horas. El hidrograma utilizado se elaboró mediante la interpolación de los valores de caudal registrados en la estación hidrométrica 36060 para dicho periodo.

Geometría del polígono

Con base en un modelo digital de elevación escala 1:10,000 obtenido de INEGI, donde el polígono de área de flujo se delimitó desde la estación hidrométrica 36060 hasta pasando el puente plateado siendo los altos topográficos los límites del área de inundación. Se estableció un mallado de 25 x 25 metros, siendo un área de celda promedio de 628.60 metros con un valor por defecto n de Manning de 0.03 (Figura 5.13).

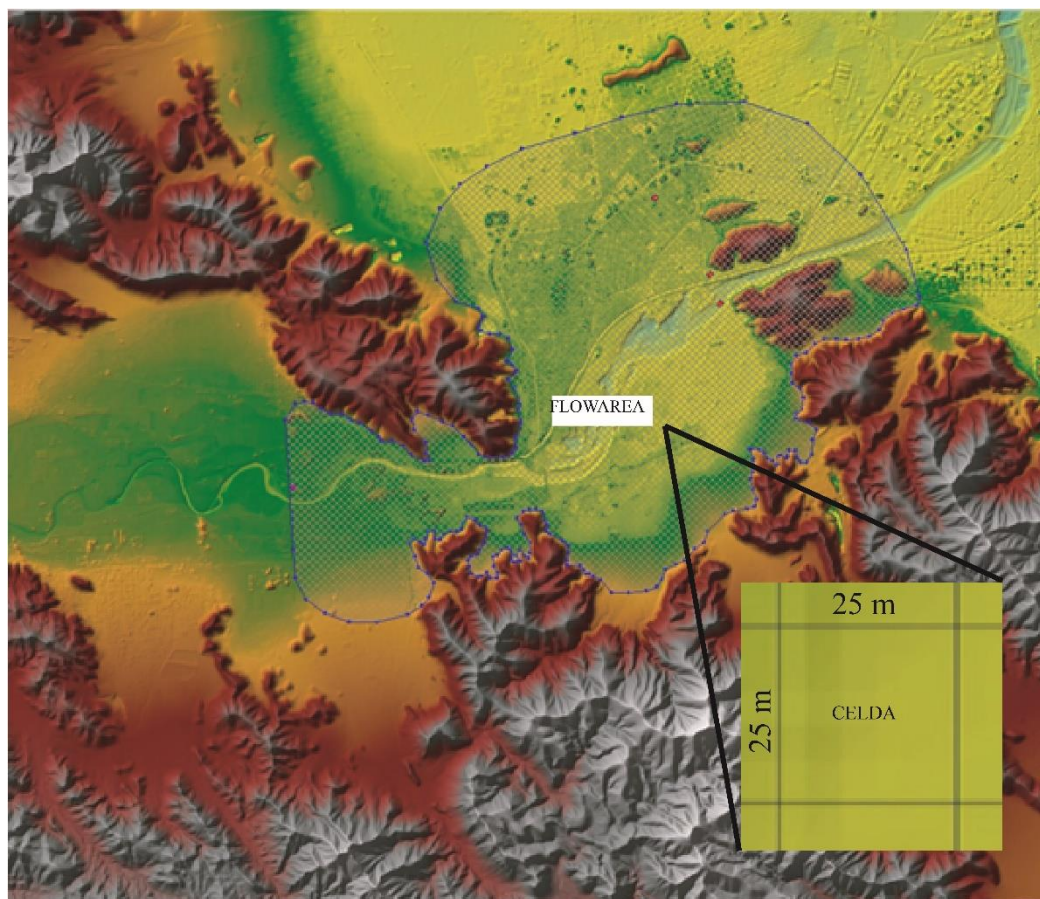


Figura 5.13 Área de cálculo y tamaño de celda de malla.

Coefficiente de Manning

A fin de obtener un modelo de rugosidades a detalle, se optó por realizar una clasificación de uso de suelo para el área de estudio, delimitando polígonos a través de Qgis y estableciendo un valor de rugosidad adecuado, del mismo modo, para el cauce del río se estableció un coeficiente de Manning de 0.3 correspondiente a un canal natural con piedras y maleza (Mott, 2006) (Figura 5.13).

Condiciones de frontera

Se establecieron dos condiciones de flujo, aguas arriba se implementó el hidrograma de flujo obtenido de los datos de la estación 36060 (Cuadro 9.3 en Anexos), aguas abajo la condición de profundidad normal con un pendiente de la línea de energía de 0.001 basado en la pendiente del cauce natural del río (Figura 5.14).

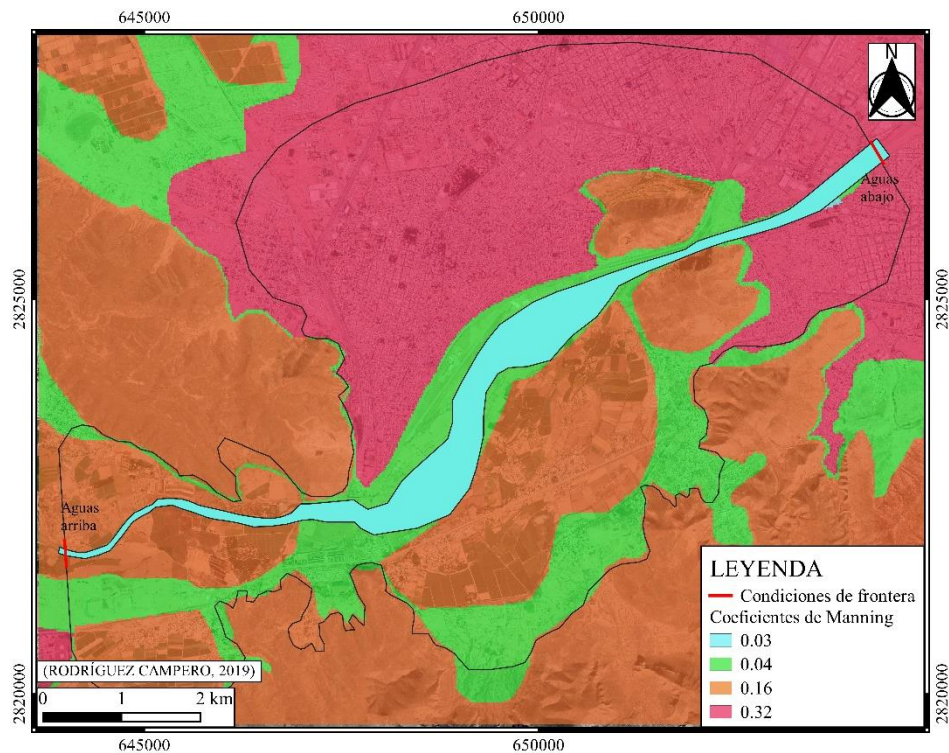


Figura 5.14 Valores de Manning asignados.

Simulación

Para el cálculo se utilizó un intervalo de cómputo de 5 minutos. Para fines de mapeo se seleccionaron aquellos días donde el cambio en la profundidad de la lámina máxima se puede apreciar (Figura 5.15 a 5.20).

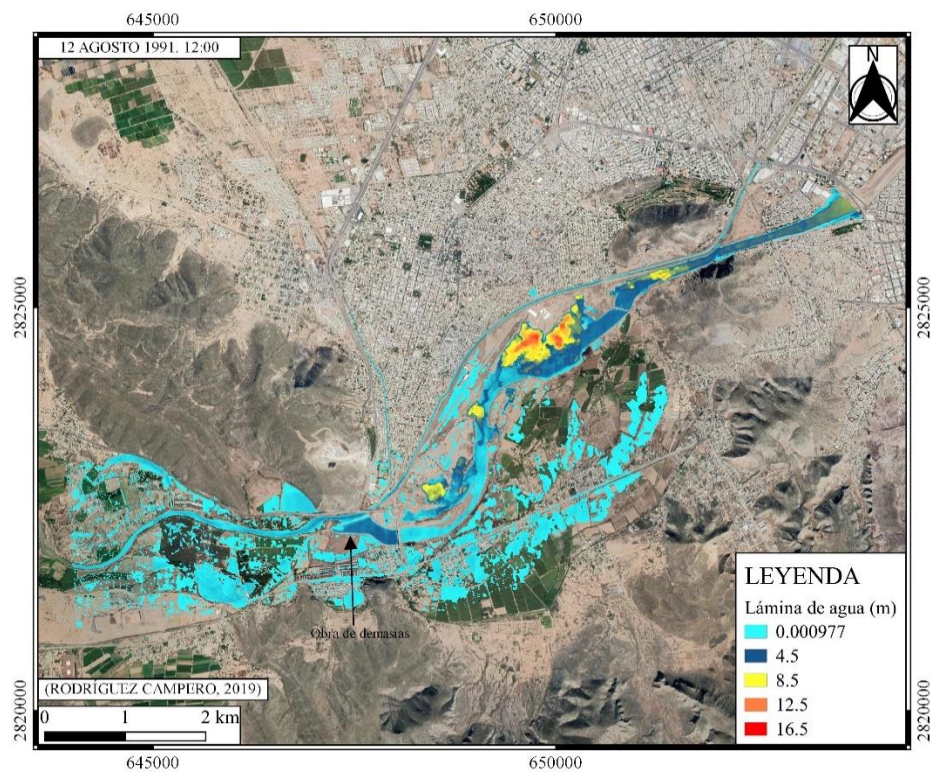


Figura 5.15 Profundidad de lámina de agua para el 12 de agosto 1991 a las 12:00 horas.

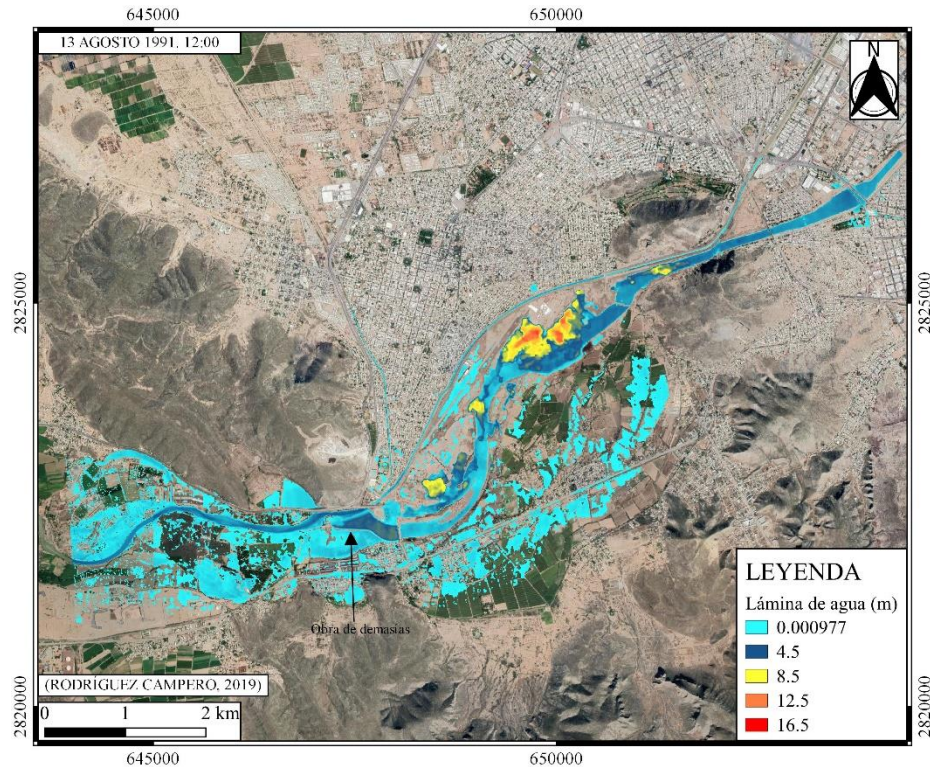


Figura 5.16 Profundidad de lámina de agua para el 13 de agosto 1991 a las 12:00 horas.

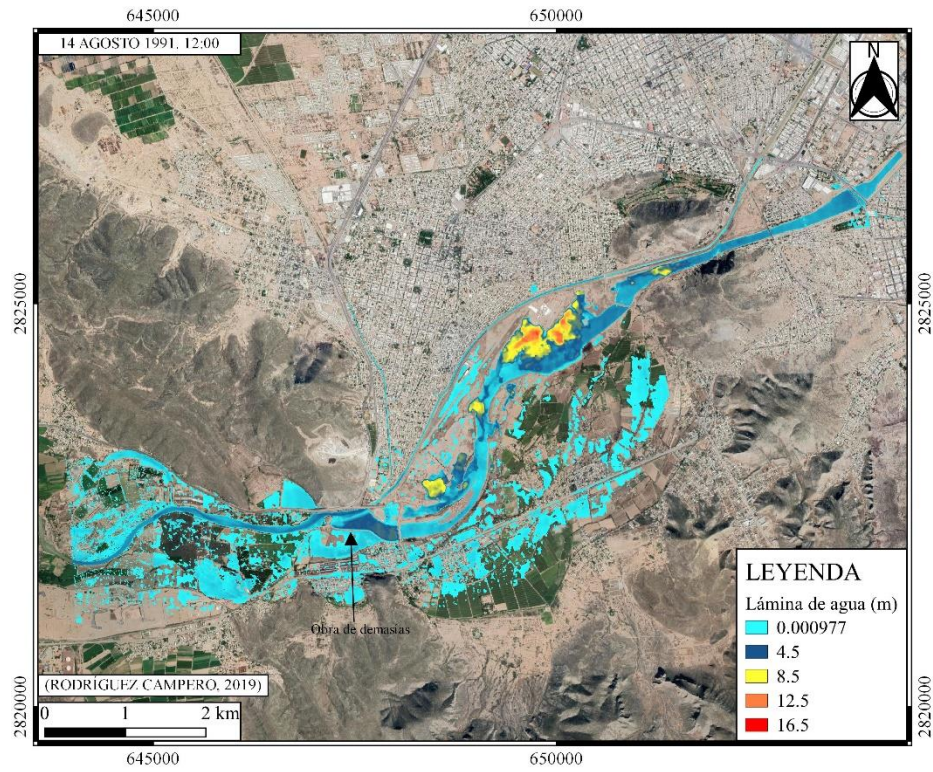


Figura 5.17 Profundidad de lámina de agua para el 14 de agosto 1991 a las 12:00 horas.

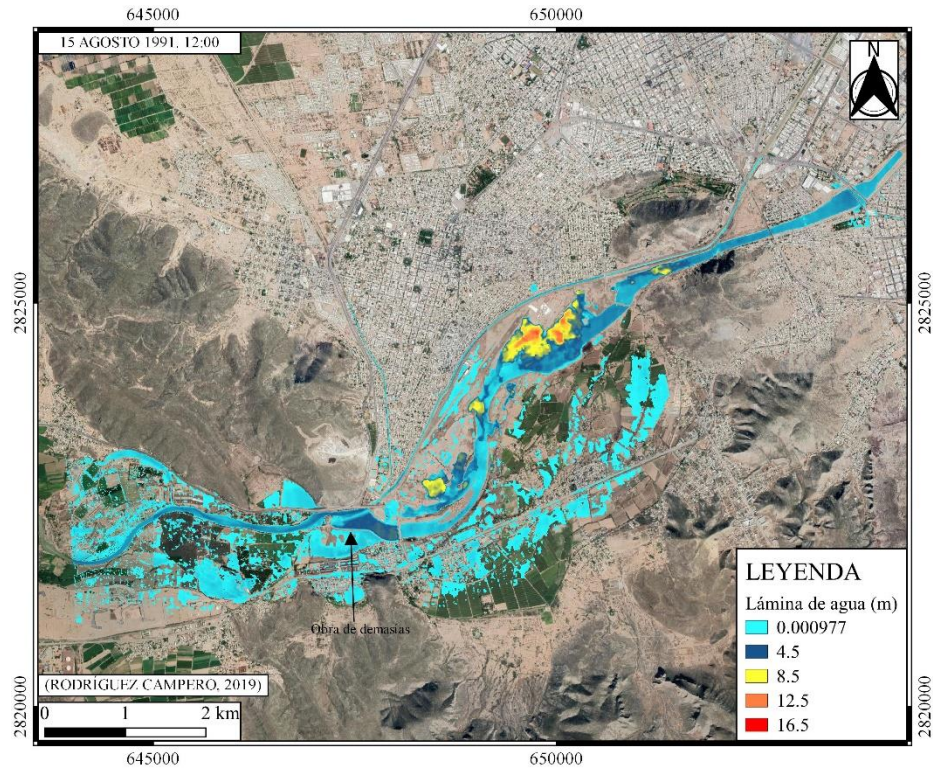


Figura 5.18 Profundidad de lámina de agua para el 15 de agosto 1991 a las 12:00 horas.

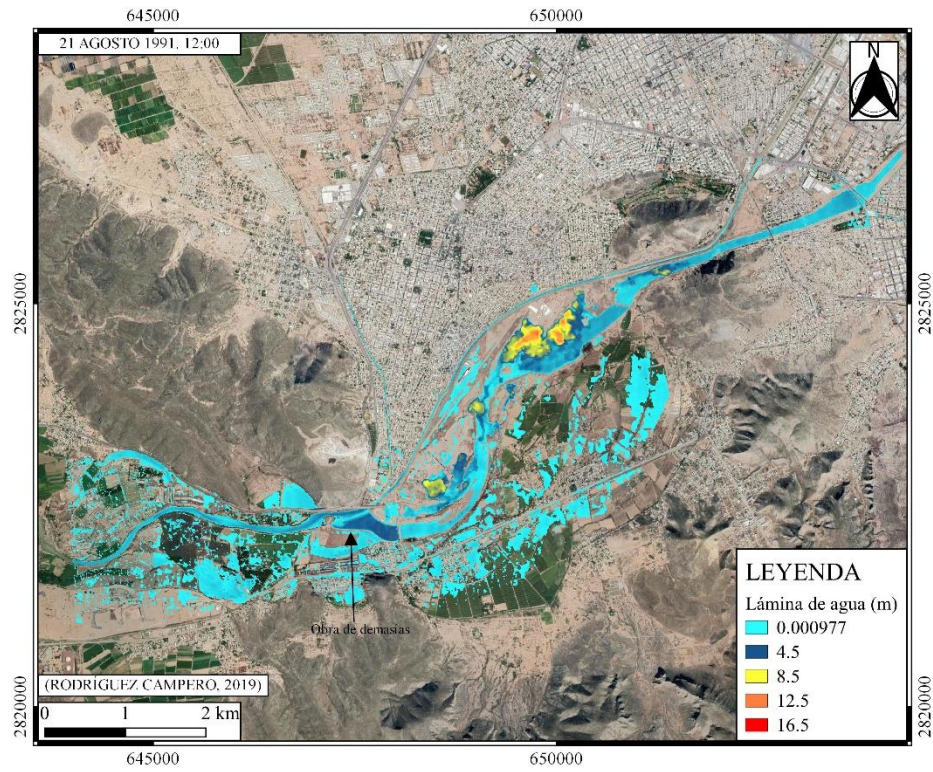


Figura 5.19 Profundidad de lámina de agua para el 21 de agosto 1991 a las 12:00 horas.

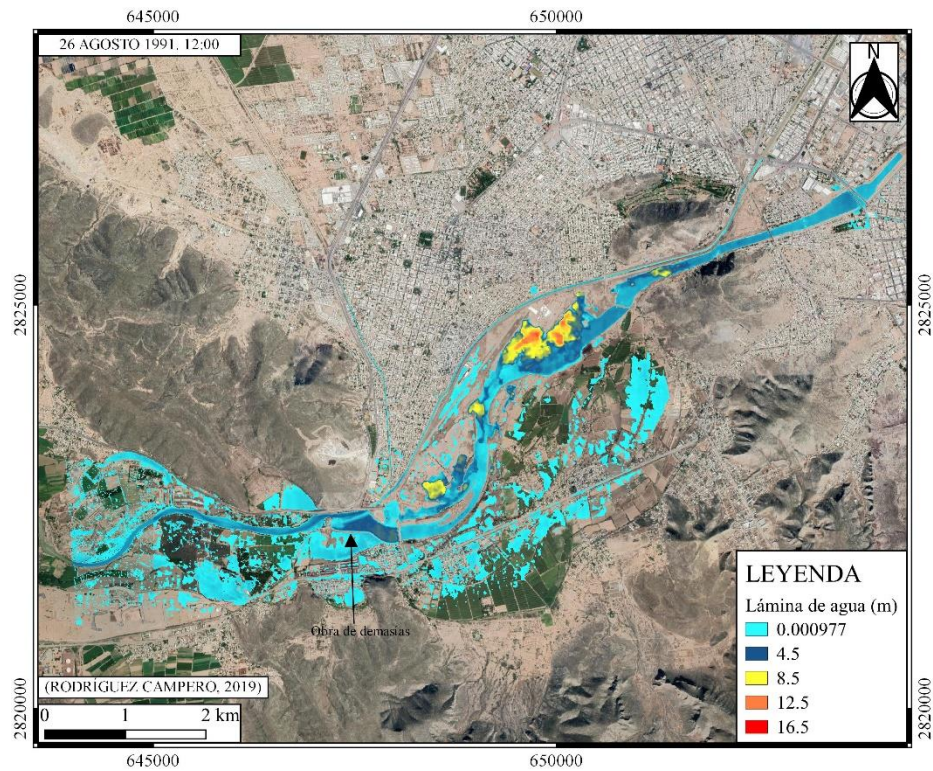


Figura 5.20 Profundidad de lámina de agua para el 26 de agosto 1991 a las 12:00 horas.

5.4.1. DISCUSIÓN DE ANÁLISIS HIDRÁULICO

La importancia de la reproducción radica en conocer la extensión de área de flujo e inundación para el periodo de estudio, de acuerdo con los resultados obtenidos, y con base en los gastos registrados, la extensión que abarcó la lámina de agua abarca las planicies que se utilizan como áreas de cultivo, sin embargo, no llega a ser tal que afecte las zonas urbanizadas de Lerdo, salvo en pequeñas localidades al norte de la obra de demasías. Tal hecho, denota que la mayoría del agua liberada fue propensa a infiltración ya que se concentra en el cauce del río Nazas. Para este caso, no se puede descartar la influencia del agua superficial en la recarga subterránea, y que el área inundada funciona como área de captación o recarga. En etapas posteriores se ahondará en el tema.

CAPÍTULO VI

6. HIDROLOGÍA SUBTERRÁNEA

Los modelos numéricos del flujo del agua subterránea funcionan como herramientas de análisis interpretativo o predictivo. Los objetivos más comunes que se pretenden con el uso de los modelos son: a) evaluar la congruencia de los modelos conceptuales reproduciendo la participación de los componentes hidrogeológicos en los problemas de flujo subterráneo, b) analizar el comportamiento piezométrico por los efectos del bombeo, c) predecir la migración de contaminantes disueltos en el agua subterránea, etc. Con el fin de mejorar la comprensión del funcionamiento de los sistemas hidrogeológicos, se parte de un modelo conceptual (abstracto), el cual sirve de base para el desarrollo del modelo numérico (Betancur et al. 2012, Anderson et al. 2015).

De manera general, la metodología es la siguiente:

1. Selección del código numérico para resolver la ecuación de flujo.
2. Definición del dominio del modelo el cual incluye discretización espacial de las unidades hidroestratigráficas (geometría en tres dimensiones). Se utiliza el modelo digital de elevación, imágenes de satélite, mapa geológico, cortes litológicos de pozos, secciones estratigráficas, etc.
3. Asignación de propiedades hidráulicas y condiciones de frontera.
4. Definición de condiciones iniciales y discretización temporal.
5. Simulación de flujo en estado transitorio de la zona saturada.

6.1. ECUACIONES DE FLUJO Y CÓDIGO NUMÉRICO

Los modelos matemáticos de flujo tienen su base en dos principios: la conservación de masa, que establece que el agua no se crea ni se destruye, y la Ley de Darcy, la cual establece que el agua fluye en presencia de un gradiente hidráulico (Anderson et al., 2015). De manera general, el modelo numérico consiste en una ecuación gobernante, condiciones de frontera, y condiciones iniciales.

La ecuación gobernante representa el flujo de una fase líquida a través de un medio poroso siguiendo la Ley de Darcy (ecuación 6.1), ésta ecuación se deriva de la premisa que un flujo pasa por un cubo de material poroso, que es lo suficientemente grande para caracterizar las propiedades del medio, pero lo suficientemente pequeño para que el diferencial de carga hidráulica no sea significativo, a este cubo se le conoce como Volumen Elemental Representativo (VER), cuyo volumen es igual a $\Delta x \Delta y \Delta z$. En la figura se ilustra un VER en donde transita un cauce por cada una de las caras, así pues, la ley de Darcy para a una forma generalizada en los tres sentidos de flujo (ecuación 6.2) y, si se asume que el agua es incompresible y que el suelo tiene densidad constante y está saturado, entonces, la suma de los caudales entrantes debe ser igual a la suma de los caudales salientes como se muestra en la ecuación 6.3, también llamada ecuación de Laplace (González, et al., 2004).

$$v = K \frac{\Delta h}{L} \quad (6.1)$$

$$v_x = -K_x \frac{dh}{dx} ; v_y = -K_y \frac{dh}{dy} ; v_z = -K_z \frac{dh}{dz} \quad (6.2)$$

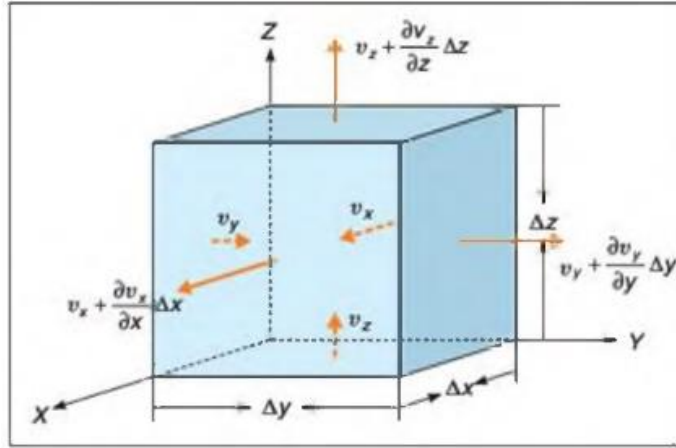


Figura 6.1 Volumen Elemental Representativo donde se ejemplifica el flujo de agua Q a través de un medio poroso, saturado, anisotrópico e isotérmico.

$$\frac{dv_x}{dx} + \frac{dv_y}{dy} + \frac{dv_z}{dz} = 0 \quad (6.3)$$

Sustituyendo por la Ley de Darcy generalizada, se obtiene la ecuación de continuidad para un medio anisotrópico (ecuación 6.4).

$$K_x \frac{d^2 h}{dx^2} + K_y \frac{d^2 h}{dy^2} + K_z \frac{d^2 h}{dz^2} = 0 \quad (6.4)$$

Cuando se cambia a un régimen de tipo transitorio, donde el sistema evoluciona en presencia de perturbaciones tales como recargas y bombeos, hasta alcanzar un estado en equilibrio; en este caso, la ecuación de la continuidad añade un elemento de volumen añadido/extraído en un intervalo de tiempo Δt , el cual es igual al diferencial de flujo en el VER ($\Delta x \Delta y \Delta z$) a lo largo de los tres ejes (Ecuación 6.5)

$$\left(\frac{dq_x}{dx} + \frac{dq_y}{dy} + \frac{dq_z}{dz} \right) \Delta x \Delta y \Delta z = \Delta \text{almacenamiento} \quad (6.5)$$

Añadiendo la posibilidad de que existan recargas y/ bombeos ($W^* \Delta x \Delta y \Delta z$) y desplegando la tasa de cambio en el almacenamiento dentro del VER, se obtiene la

ecuación 6.6 que representa el flujo transitorio de agua subterránea en medios heterogéneos y anisotrópicos (Anderson et al., 2015).

$$\frac{d}{dx}\left(K_x \frac{dh}{dx}\right) + \frac{d}{dy}\left(K_y \frac{dh}{dy}\right) + \frac{d}{dz}\left(K_z \frac{dh}{dz}\right) \pm W = S_s \frac{dh}{dt} \quad (6.6)$$

Obtenidas las ecuaciones de flujo para estado estacionario y transitorio se tiene un sistema de derivadas de segundo orden que puede resolverse mediante diversos métodos numéricos, siendo las diferencias finitas, elemento finito y volumen finito los más utilizados. El objetivo es resolver la ecuación de flujo para cada nodo repetidamente hasta que las cargas en los nodos dejen de cambiar.

El código numérico utilizado para la modelación del flujo subterráneo fue el MODFLOW-2005 desarrollado por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) (Harbaugh, 2005) el cual está basado en diferencias finitas.

6.2. GEOMETRÍA DEL SISTEMA Y DISCRETIZACIÓN ESPACIAL

La identificación hidroestratigráfica forma parte de la caracterización física del medio y se basa en el análisis de la geología, información estratigráfica integrada a partir de cortes litológicos de pozo, así como de estudios geofísicos (Betancur et al., 2012). El conocimiento de la distribución espacial de las unidades hidroestratigráficas así como de sus parámetros hidráulicos es determinante para establecer la distribución del dominio espacial de los sistemas de flujo subterráneo y los procesos involucrados tales como la recarga localizada en las inmediaciones de cursos intermitentes de agua.

En la subcuenca D, el potencial de agua subterránea está representado por dos acuíferos, el de Villa Juárez, y el acuífero El Principal, siendo este último la fuente primordial de agua doméstica para las ciudades importantes de la Comarca Lagunera (Torreón, Francisco I. Madero y San Pedro en el estado de Coahuila; Gómez Palacio y Lerdo en el estado de Durango). Debido a las condiciones climáticas de la región, el agua subterránea representa la principal fuente hídrica y de abastecimiento a la agricultura de la zona, siendo en términos generales los usos de agua: 87.5% para fines agrícolas, 9.6% abastecimiento público, 1.9% uso industrial, 0.9% termoeléctricas (DOF, 2016). De manera general, la importancia del estudio del acuífero radicaba en la localización de pozos de extracción de agua, y la implementación de modelos matemáticos con el fin de conocer el comportamiento hidro geoquímico del sistema, sin embargo, y de manera más reciente, se ha incrementado el interés por la identificación de oquedades en el suelo (CONAGUA, 2015).

En este sentido, para el área de estudio se identifican dos unidades hidroestratigráficas denominadas como acuífero El Principal, un medio granular y un medio fracturado calcáreo que subyace al primero. La unidad granular se conforma por sedimentos aluviales, fluviales y lacustres del Cuaternario, consistentes de arenas, gravas, limos y arcillas sin consolidar, los cuales funcionan como relleno a las planicies aluviales y márgenes de ríos y arroyos principales, en las cercanías de afloramientos rocosos o altos topográficos, estos sedimentos alcanzan pocos metros, pero para la cuenca lagunera, ronda los 300 metros de espesor, y de manera general tienen buena permeabilidad. En cuanto a los depósitos de tipo lacustre, se conforman por material fino, predominantemente limos y arcillas semicompactados con algunos horizontes de sales y carbonatos; a pesar de que

estos sedimentos se distribuyen en toda la cuenca, tienden a concentrarse en las partes centrales como San Pedro de las Colonias o Emiliano Zapata, presentándose lentes de arcillas que generan fenómenos locales de semiconfinamiento.

La fase calcárea, corresponde a un medio fracturado, donde las fallas y fracturas, así como huellas de disolución presentes en las rocas calcáreas del Cretácico y rocas volcánicas, controlan el movimiento del agua, y que, basados en observaciones, las características más importantes son la alta transmisibilidad y la baja capacidad de almacenamiento. Siendo los espesores de esta unidad de 300 m a 800 m, aflorando en los anticlinales de la zona. Localmente, se encuentran calizas de color gris claro a oscuro en estratos de 60 a 110 cm de espesor, se presentan nódulos de pedernal y vetillas de caldita entre los estratos,

Estos dos medios, sobreyacen un basamento hidrogeológico constituido por un granito parcialmente hematizado, que se puede observar en la sierra El Sarnoso, sin embargo, para la zona del valle, el basamento se compone de rocas carbonatadas y clásticas del Mesozoico y terciario marino.

Debido a las litofacies que se asocian a los medios poroso y fracturado, el sistema acuífero presenta una condición que fluctúa de libre a semiconfinado, siendo en algunas zonas, un acuífero confinado, lo cual se atribuye a los cambios de conductividad hidráulica de las diferentes litologías.

Para la elaboración de la geometría del sistema, se tomaron como referencia la sección A-A' (CONAGUA & SGM, 2010), así como la estratigrafía reportada en los pozos:

- P Abs 3+500, 3320
- 3320
- Rancho Santa Teresa
- 07COA115074-36HMDA08
- 07COA115080-36HMDA08

Basado en la información antes mencionada y tomando en cuenta la topografía de la zona, se trazó el mapa de isopacas de los sedimentos aluviales, las cuales se utilizaron como guía para obtener una capa de puntos con espesor de sedimento.

A través del programa de mapeo de superficies y contornos en 3D, Surfer, desarrollado por Golden software Inc., se elaboró la malla de espesor de aluvión, que para la zona urbana de Lerdo y Gómez Palacio va de los 0 metros de espesor en zonas aledañas a los cerros, incrementándose hasta 30 metros en el área de valle, para las zonas ubicadas al noreste del área de estudio, el espesor de aluvión aumenta hasta los 200 metros según estratigrafía de pozos reportada. La capa subyacente se compone de calizas, cuya base se estableció a los 800 msnm (Figura 6.2).

Los límites para el modelo matemático se basan en los propuestos en el modelo conceptual, siendo algunas características determinantes tales como cuerpos superficiales de agua y roca relativamente impermeable. Usualmente el nivel de agua freática representa el límite superior del bloque de estudio, y el límite inferior un estrato de roca mayormente impermeable, mientras que las fronteras laterales deben estar acordes con características físicas e hidráulicas inamovibles (Anderson et al., 2015).

Los métodos estándar de diferencias finitas requieren una malla rectangular que contenga celdas rectangulares, la aproximación de la derivada mejora a medida que el espacio en las celdas de la malla tiende a cero.

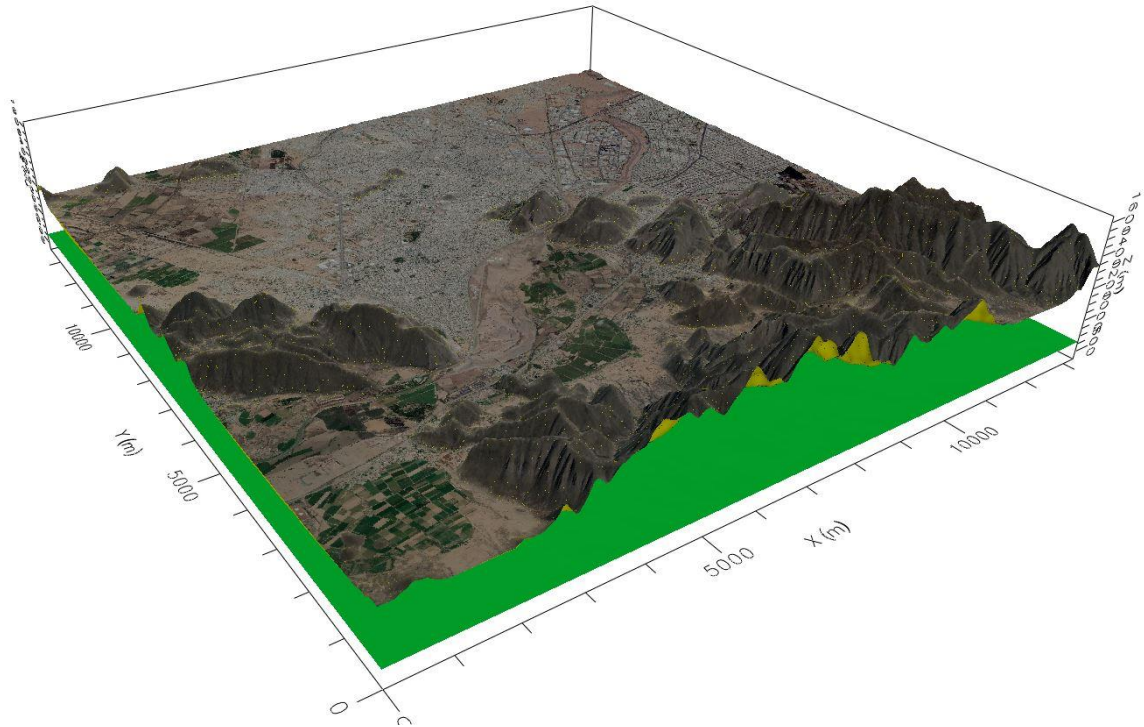


Figura 6.2 Hidroestratigrafía del modelo.

El dominio del modelo está comprendido por un área de forma rectangular, de 13,270 m x 13,645 m, la cual se estableció con base a los pozos con información disponible. Dicha área se encuentra con coordenadas en el sistema UTM sector 13 Norte de 643905 y 657175 (Dirección W-E), de igual forma, en 2831990 y 2818345 (Dirección N-S). El límite superior del bloque se estableció mediante el Modelo Digital de Elevación del tipo LiDAR con resolución horizontal base de 5 metros (Hoja INEGI G13D25 sectores D2, D4, E1, E2, E3, E4, F1 y F2; hoja INEGI G13D35 sectores A2, B1 y B2). De esta manera, se estableció una malla con dimensiones de celda de 50 m x 50 m, conformando

una matriz de 265 columnas x 273 filas (Figura 6.3). La discretización vertical consta de seis capas, la más superficial corresponde al estrado de aluvión, mientras que las cinco restantes caracterizan a la roca caliza en la misma unidad (Figura 6.4)

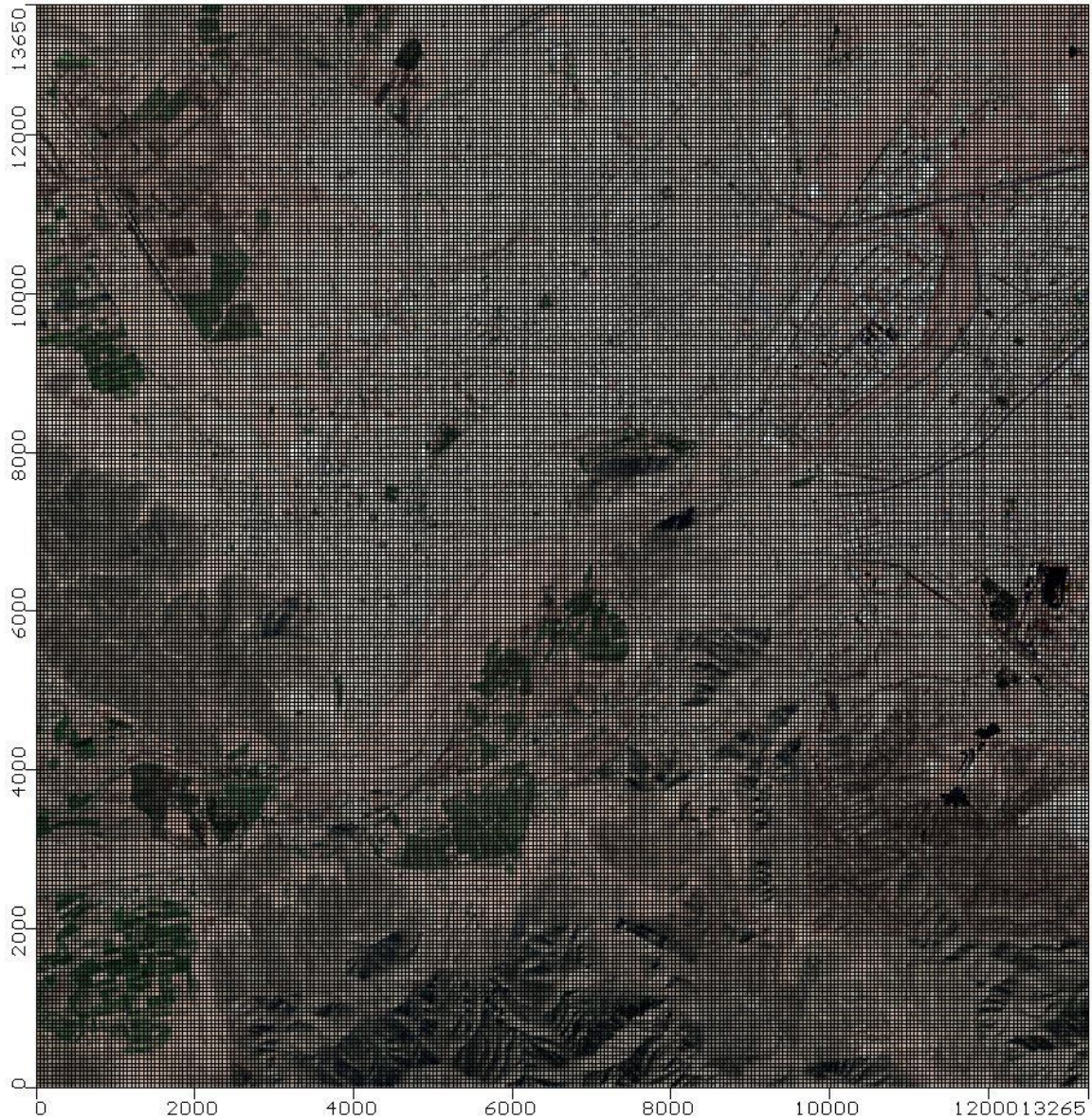


Figura 6.3 Malla de modelo, discretización horizontal con celdas de 50 m x 50 m.

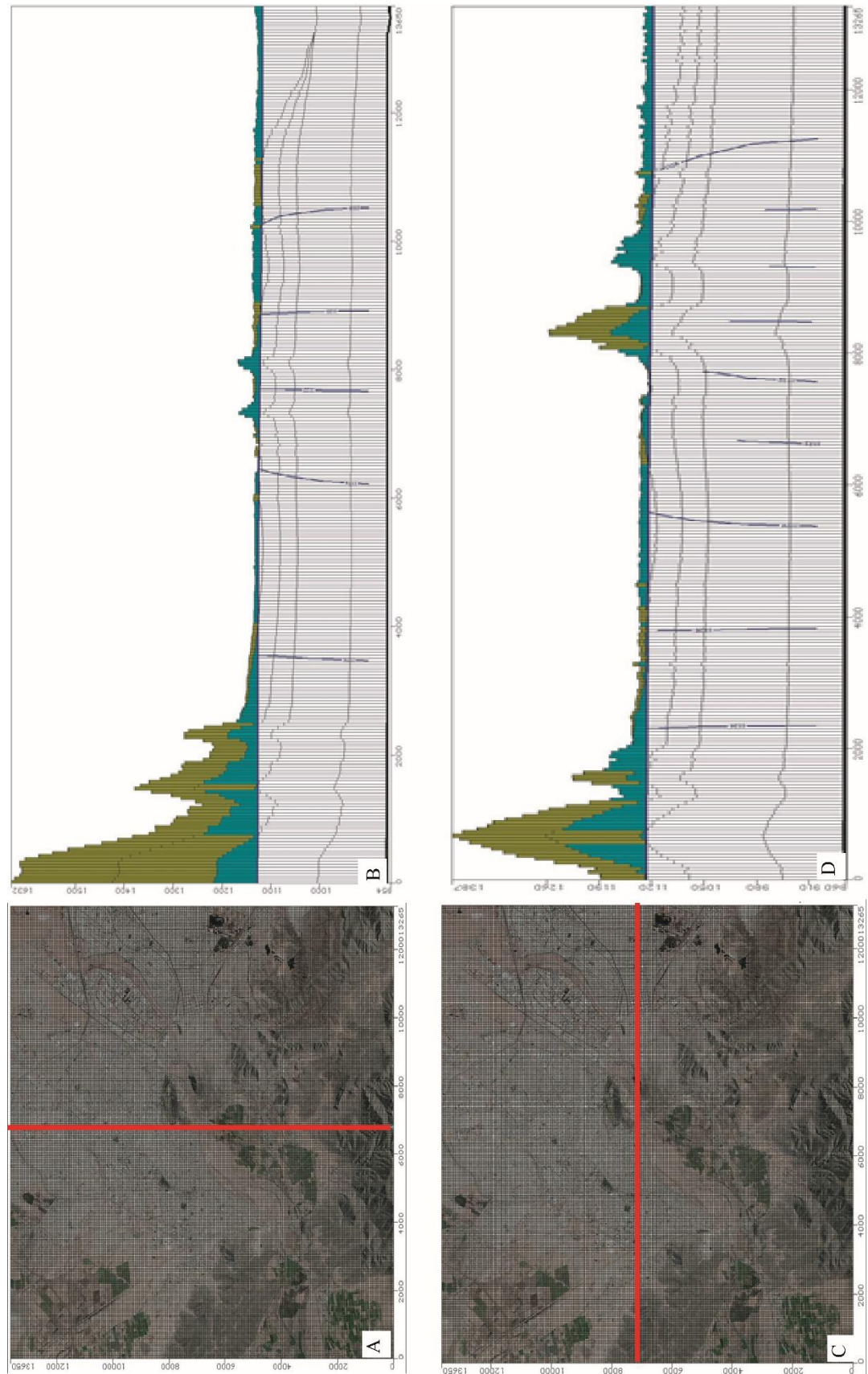


Figura 6.4 Discretización vertical. A) Ubicación columna 136. B) Corte columna 136. C) Ubicación fila 131. D) Corte fila 131

6.3. PROPIEDADES HIDRÁULICAS Y CONDICIONES DE FRONTERA

Para la asignación de propiedades hidráulicas, se identificaron dos unidades correspondientes a un medio granular de aluvión y un medio calcáreo, los cuales se distinguen como Zona 1 y Zona 2, respectivamente (Figura 6.5).

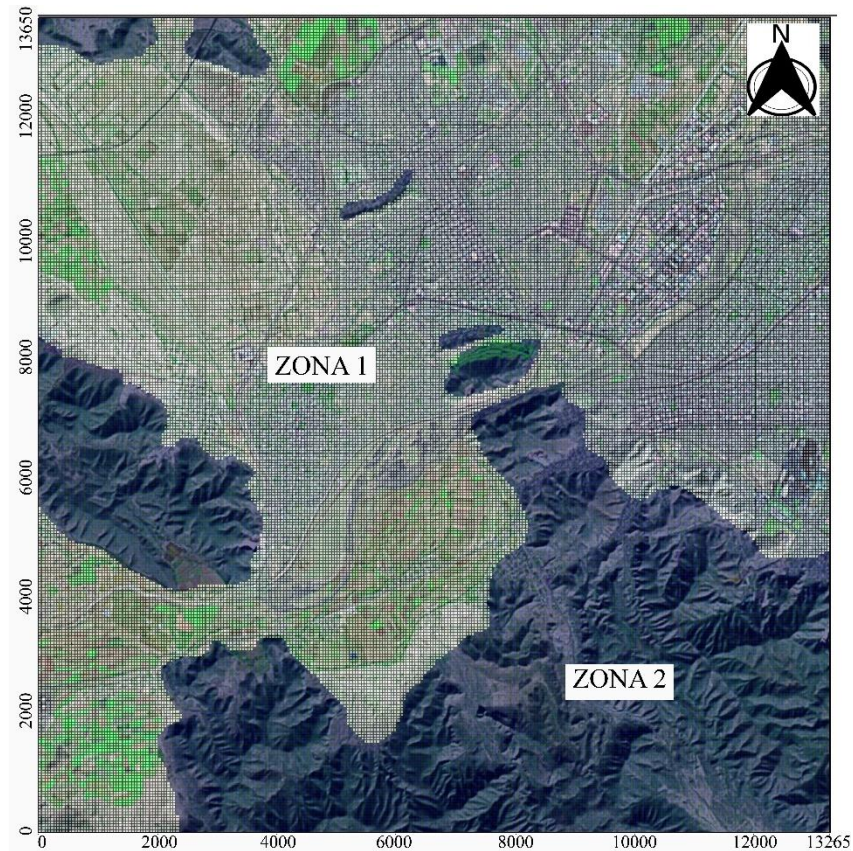


Figura 6.5 Distribución de propiedades hidráulicas.

Los parámetros hidráulicos que se utilizaron son la conductividad hidráulica, almacenamiento específico, rendimiento específico, porosidad efectiva, y porosidad total, para el área de estudio no se tienen reportado valores de dichas variables, por ello se establecieron los utilizados en la literatura (Cuadro 6.1 y 6.2).

Cuadro 6.1 Conductividad hidráulica.

Unidad	Capa del modelo	Kx (m/s)	Ky (m/s)	Kz (m/s)
hidroestratigráfica				
Aluvión	1	1×10^{-3}	1×10^{-3}	1×10^{-4}
Caliza	2	1×10^{-4}	1×10^{-4}	1×10^{-5}
Caliza	3	1×10^{-4}	1×10^{-4}	1×10^{-5}
Caliza	4	1×10^{-4}	1×10^{-4}	1×10^{-5}
Caliza	5	1×10^{-4}	1×10^{-4}	1×10^{-5}

Cuadro 6.2 Coeficientes de almacenamiento específico, rendimiento específico, porosidad efectiva y porosidad total asignados.

Unidad	Capa del	Almacenamiento	Rendimiento	Porosidad	Porosidad
hidroestratigráfica	modelo	específico (Ss)	específico (Sy)	efectiva	total
Aluvión	1	1×10^{-5}	1×10^{-4}	0.2	0.3
Caliza	2	1×10^{-6}	1×10^{-5}	0.1	0.2
Caliza	3	1×10^{-6}	1×10^{-5}	0.1	0.2
Caliza	4	1×10^{-6}	1×10^{-5}	0.1	0.2
Caliza	5	1×10^{-6}	1×10^{-5}	0.1	0.2

Las condiciones de frontera se refieren a las características hidráulicas a lo largo del perímetro del área que se estudia, tradicionalmente se clasifican en:

Condiciones Dirichlet: Donde en el límite, la carga es un valor conocido y constante.

Condiciones Neumann: Donde en el límite, se especifica el flujo, el cual se calcula por la ley de Darcy.

Condiciones Cauchy: Corresponde a una condición mixta, donde el flujo a través del límite se calcula por la ley de Darcy, utilizando un gradiente calculado como la diferencia entre una carga determinada fuera del límite y la carga calculada por el modelo en la frontera.

6.4. CARGAS INICIALES

Puesto que, para el periodo de 1991, el nivel estático se encontraba a profundidades mayores a las calculadas en condiciones naturales y estado estacionario debido a las altas tasas de extracción de agua subterránea, se establecieron los valores de piezometría de 1990 (Figura 6.6 y Figura 6.7) como cargas iniciales en el modelo de flujo, siendo éstas, un estado quasi estacionario para los primeros días de simulación.

De esta manera, se aprecia que el nivel piezométrico se encuentra en la unidad de calizas, mientras que en el modelo matemático, corresponde a la capa 3, de esta manera la capa 1 de aluvión y la capa 2 de calizas permanecen secas en estado quasi estacionario.

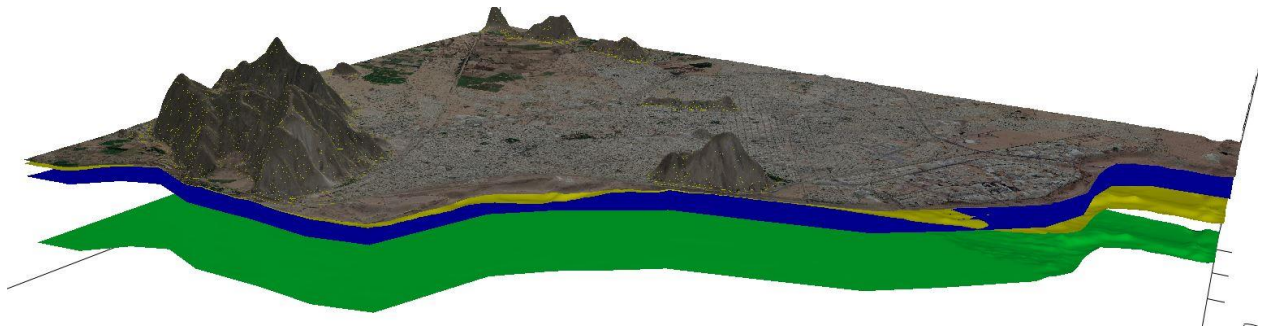


Figura 6.6 Cargas piezométricas iniciales, corte realizado a lo largo del río Nazas.

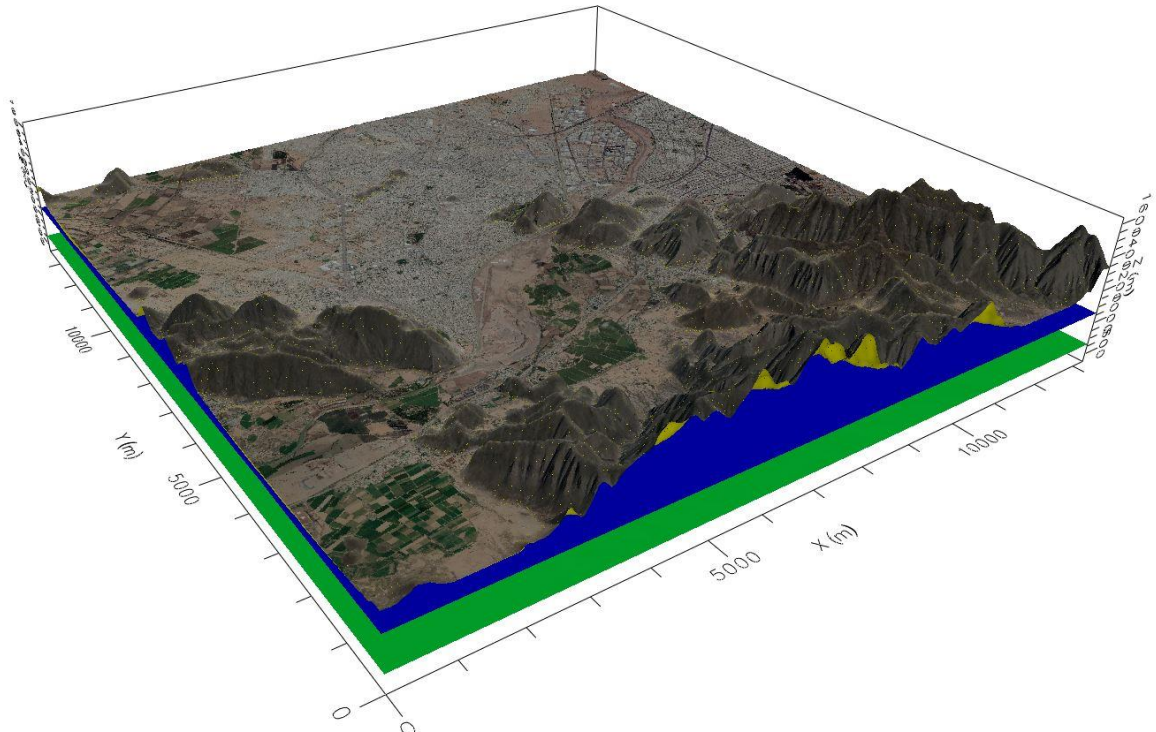


Figura 6.7 Vista regional del área de modelo con cargas iniciales.

6.5. ESTADO TRANSITORIO

Una vez establecidas las cargas iniciales, se agrega una condición de río, que se establece para el periodo de tiempo en que fluye agua superficial en el río (10AGO1991-31AGO1991), donde, el río actúa como área de recarga, derivado del modelo hidráulico superficial, se asume como una recarga rápida para el acuífero.

El efecto de la activación del río se ve reflejado primeramente en la capa 3 que originalmente se encontraba saturada (Figura 6.8), pero que en la nueva condición, las

líneas equipotenciales se han deformado mostrando una cuña aguas abajo que indica un río en condición de pérdida o de recarga hacia el acuífero.

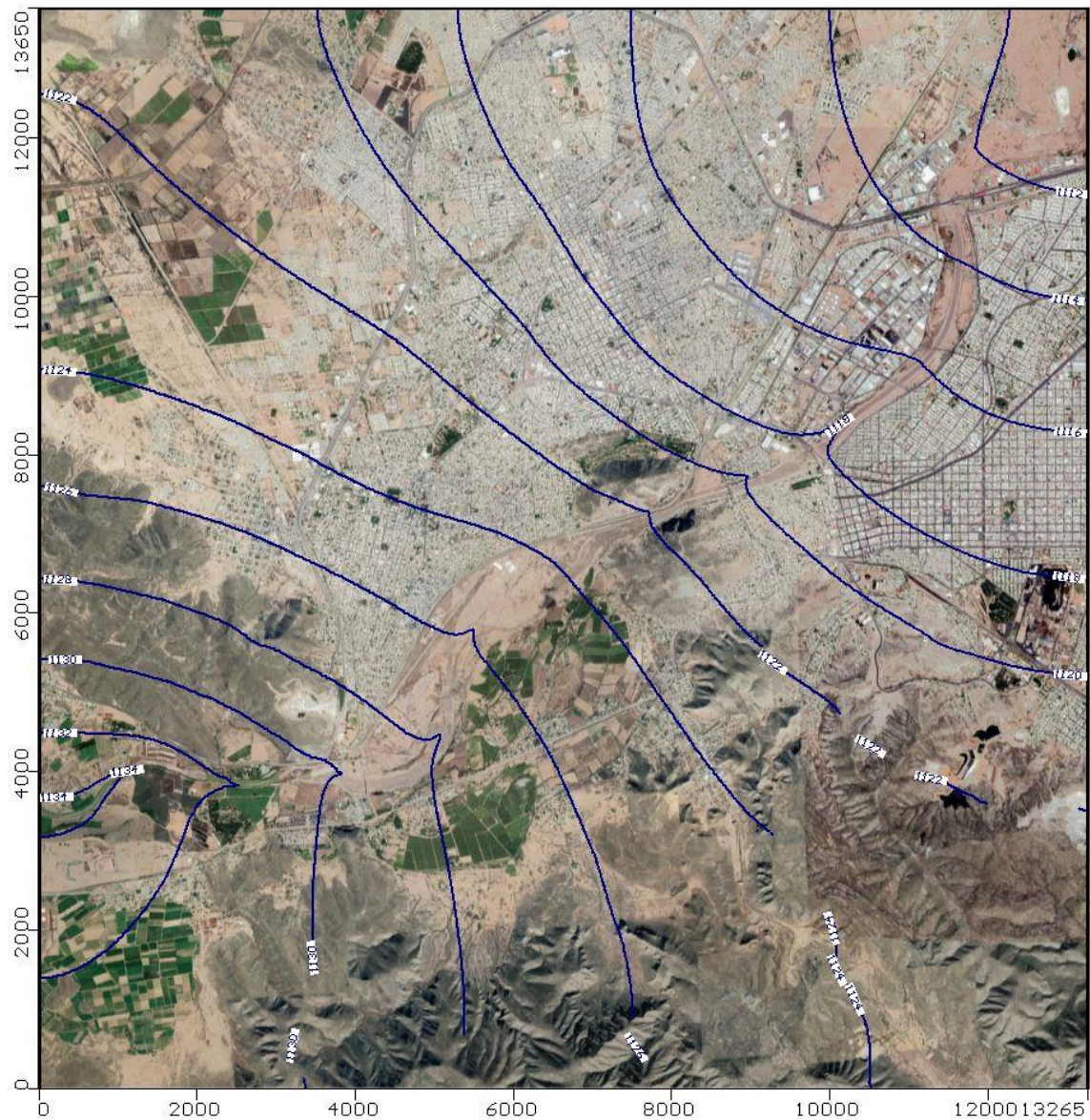


Figura 6.8 Líneas equipotenciales para la capa 3 en condiciones transitorias.

A medida que la recarga continúa, la superficie piezométrica aumenta alcanzando los niveles de la capa correspondiente a la unidad de aluvión, donde en planta, también se aprecia, aunque en menor medida, las deformaciones de un río de pérdida (Figura 6.9, 6.10 y 6.11).

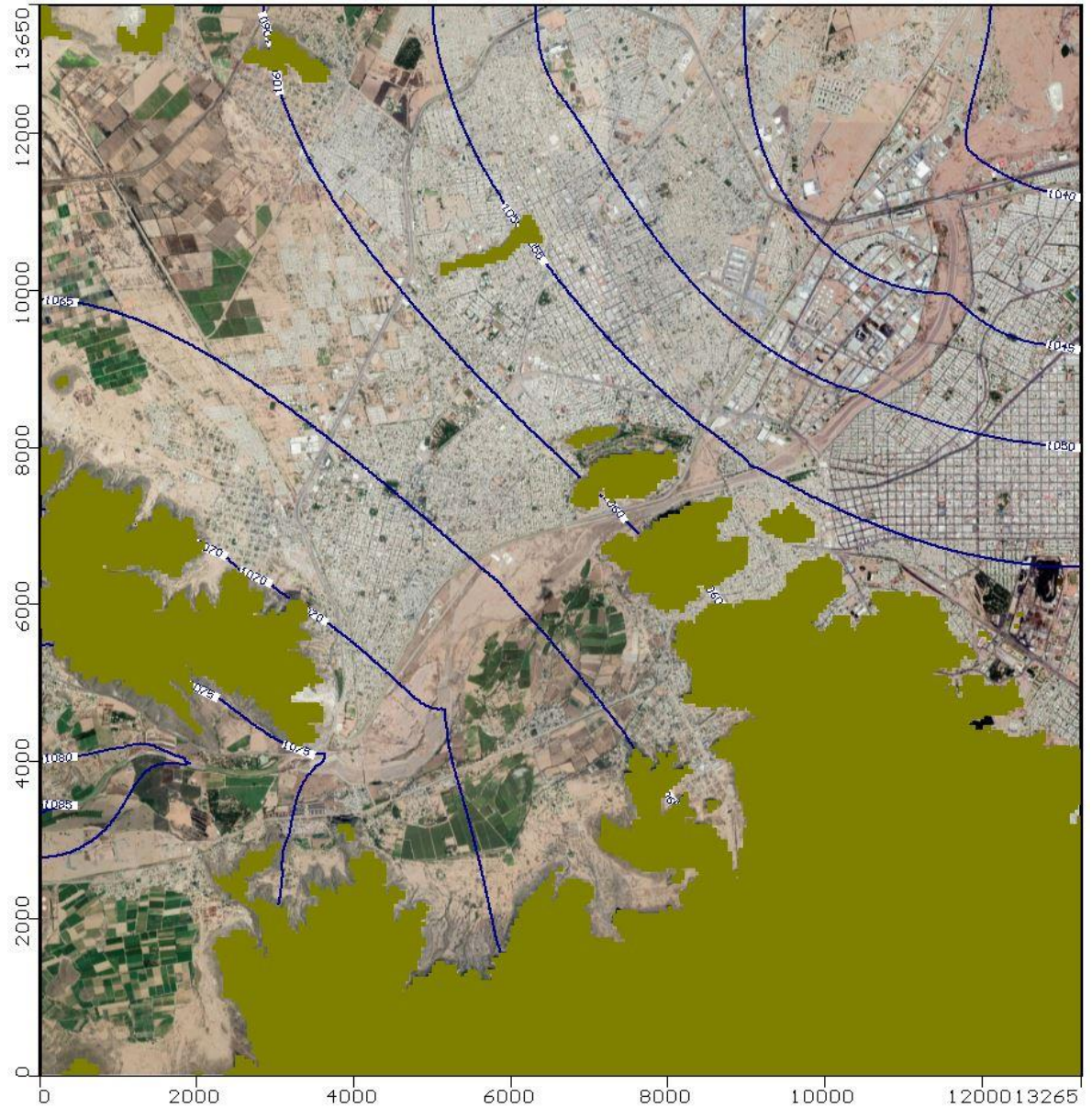


Figura 6.9 Líneas equipotenciales en la capa 1 para la condición transitoria, las áreas en color verde olivo reflejan celdas secas.

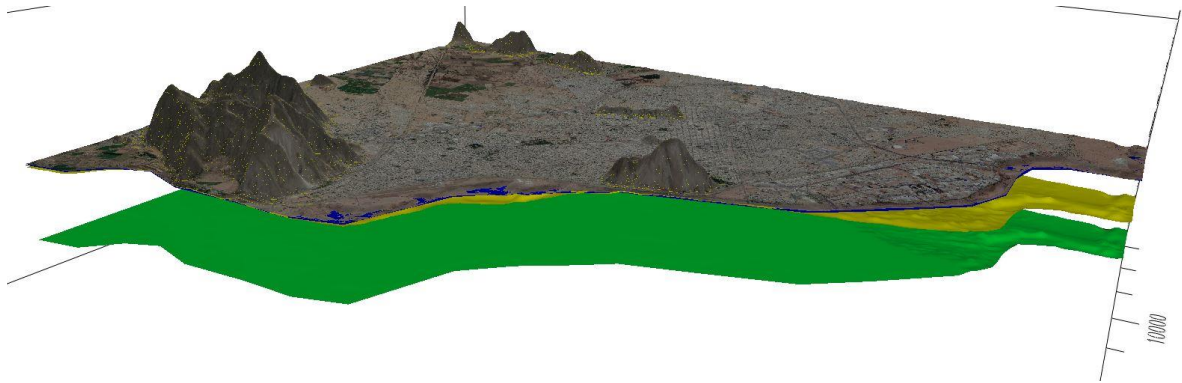


Figura 6.10 Superficie piezométrica en estado transitorio, corte realizado a lo largo del río Nazas.

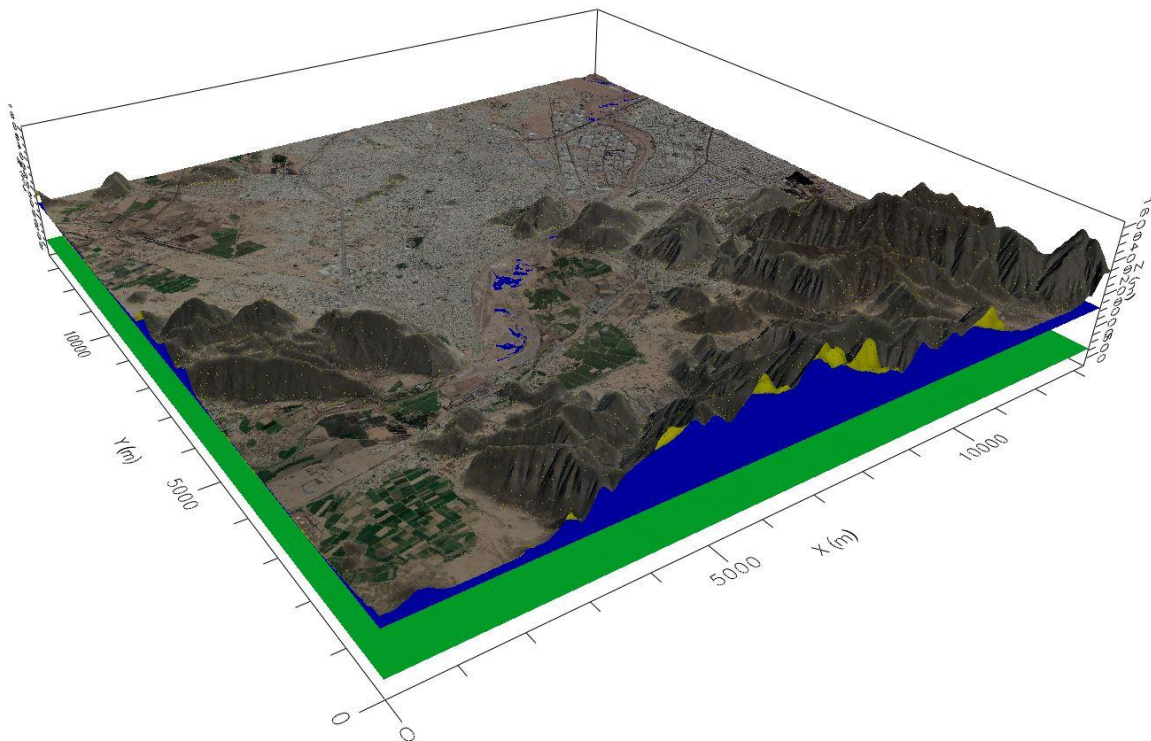


Figura 6.11 Vista regional del modelo en condición transitoria.

6.6. DISCUSIÓN MODELO HIDROGEOLÓGICO

Uno de los factores en que radica la complejidad de un modelo es la disponibilidad de datos, en esta investigación, los existentes para las fechas de interés eran escasos, se contaba con niveles estáticos anuales de los pozos operados por CNA para el acuífero el Principal, sin embargo, los niveles dinámicos para dichas fechas no existían, es por ello,

que se optó por un modelo sencillo, pero, con el suficiente detalle para que reflejara la dinámica subterránea al agregar una condición de recarga superficial (avenida del río Nazas).

Para la simulación subterránea, fue necesario el supuesto de parámetros hidráulicos, ya que no existían registros en el área de estudio. Como primer intento de simulación, se utilizó la recarga natural para obtener la piezometría de 1990, sin embargo, y a pesar que la recarga vertical es prácticamente nula debido a la aridez de la zona, la piezometría más baja que se obtuvo fue de 1122 msnm, frente a la reportada que ronda los 1064 msnm en el área de la subsidencia; esto debido a que el nivel de aguas freáticas para dicha fecha, no corresponde con un nivel estacionario producto de condiciones de recarga naturales, ya que, a partir de 1940's el acuífero comenzó a ser explotado, alcanzando tasas de sobreexplotación y conos de abatimiento localizados en la Comarca Lagunera, siendo así un estado transitorio, cabe mencionar que la piezometría obtenida mediante recarga natural, coincide con los valores reportados para 1941 (Aparicio, 2005), reafirmando la condición sobreexplotada del acuífero el Principal.

De esta forma, se consideraron varias maneras de obtener la piezometría real además de bajar la recarga: 1) Modificando la conductividad hidráulica, 2) Incluyendo pozos de extracción, 3) Estableciendo cargas iniciales. La primera opción fue descartada, ya que, aun utilizando valores bajos dentro de los permitidos de conductividad hidráulica establecidos para calizas y aluvión, el nivel estático quedaba sobre los 1100 msnm, de igual forma, establecer deliberadamente valores sería forzar el modelo a que convergiera en una solución que no sería representativa de la realidad. La segunda alternativa, supondría establecer pozos de extracción de agua en el área de estudio, lo cual fue

rápidamente descartado, porque aún cuando se contaba con la ubicación de aprovechamientos subterráneos, no se tenían las características constructivas de los mismos ni las tasas de extracción de agua. Así, pues se decantó por la tercera opción, que supone el establecimiento de cargas iniciales como estado estacionario, aún cuando éstas sean producto de un estado transitorio a largo plazo (sobreexplotación de agua subterránea).

Debido a la condición intermitente del río Nazas, se consideró elaborar un solo modelo que reflejara el río en dos estados (seco y húmedo), sin embargo, dicha condición no pudo ser programada en el código numérico seleccionado, por esto, se realizaron dos modelos subterráneos, el primero simula la condición estacionaria y niveles subterráneos sin alterar, y el segundo se estableció para un periodo del 10AGO1991 al 31AGO1991, lapso en el que el río cambia a una condición húmeda.

En cuanto a los resultados, como se aprecia en la figura 6.7, el nivel estático aumenta alcanzado las capas más superficiales, y saturando la base del aluvión, de manera puntual, dicha capa posee un espesor que ronda los 5 a 10 metros debajo de la casa que colapsó el 23AGO1991, y que para el evento de recarga, se llega a saturar la base del aluvión, lo cual, contribuye a la hipótesis de un proceso de sufosión que se desarrolla, pues en condiciones normales (Secas), dicho nivel desciende hasta los valores antes reportados, lo cual también podría explicar las subsidencias generadas en la misma área/colonia, aunque en distintas fechas.

Es importante destacar, que, al carecer de información de niveles dinámicos, tasas de extracción de agua, características de pozos, y datos en general contra lo cual calibrar el modelo, lo realizado en este capítulo corresponde a un modelo interpretativo de la

hidrodinámica en la Comarca Lagunera, el cual se podría mejorar en un futuro, al contar con datos más precisos y puntuales, de preferencia cercanos a zonas donde se desarrollen subsidencias.

CAPÍTULO VII

7. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

7.1. CONCLUSIONES

A continuación, se presentan las principales conclusiones:

- De acuerdo con el análisis hidrológico, en los fenómenos de subsidencia generados para los casos 16OCT2006 y 12SEP2012 se involucran variables de hidrología superficial, principalmente infiltración y evapotranspiración, despreciándose la escorrentía superficial como fuente de recarga local del acuífero el Principal.
- El funcionamiento hidrogeológico estacionario en condiciones de recarga natural para el acuífero el Principal, corresponde a una piezometría de 1940's situación en la cual, la tasa de extracción de agua no experimentaba su alza, dicho nivel freático se encontraba en la capa de aluvión, a los 1122 msnm.
- En el caso 23AGO1991, el flujo del agua del río Nazas funciona como una fuente de recarga al acuífero el Principal, aumentando el nivel piezométrico que en un estado quasi estacionario se encontraba en las calizas, pasando al estado transitorio por la recarga del río, aumenta hasta la unidad de aluvión, saturando la base del mismo que se encuentra debajo de el lugar de la subsidencia en la colonia Lázaro Cárdenas.

7.2. OBSERVACIONES

- Para la parte superficial, los datos con que se contaron son escasos y variables en tiempo y en espacio, la principal complejidad radica en que no se cuenta con estaciones hidrométricas en el cauce del río que pasa por la colonia de estudio, de igual forma, las estaciones aguas abajo, se encuentran muy lejanas a la zona principal, dificultando el proceso de calibración de modelos superficiales.
- Debido a la falta de datos de niveles dinámicos, tasas de extracción de agua, detalles constructivos de pozos de extracción, fechas de toma de niveles estáticos, resultó imposible el calibrar el modelo, resultando así, en un modelo interpretativo de la hidrodinámica.

7.3. RECOMENDACIONES

- Alimentar el modelo superficial con el fin de simular eventos recientes, ya que, actualmente, se cuenta con registros de hietogramas a cada cinco minutos por medio de las Estaciones Meteorológicas Automáticas, pues en el municipio de Torreón se cuenta con una Estación Sinóptica Meteorológica, con los datos reportados en ella, se pueden mejorar los parámetros utilizados en los modelos hidrológico e hidráulico.
- Monitorear las estaciones hidrométricas que se encuentran en el cauce del río Nazas para obtener datos más precisos y continuos.
- Realizar un modelo hidráulico de una dimensión donde se simule la capacidad máxima que puede transportar la red de canales aguas debajo de la presa derivadora San Fernando, lo cual implica toma de datos en dicho punto. Esto serviría para poder armar un modelo hidráulico combinado (1D/2D) donde se podría simular el gasto que fluye por al red de canales en un evento máximo y el restante que se canaliza por el lecho seco del río Nazas, aumentando así, la representatividad del modelo.

8. BIBLIOGRAFÍA

- Aguilera M. (2007) Estimación de funciones de distribución de probabilidad, para caudales máximos, en la región del Maule. (Tesis) Universidad de TALCA. Chile.
- Aguilera M. (2008) Peligro. Se abre la tierra en la Emiliano Zapata en Lerdo. *El Siglo de Torreón*.
- Ahbari A., Stour L., Agoumi A., y Serhir N. (2018) Estimation of initial values of the HMS model parameters: application to the basin of Bin El Ouidane (Azilal, Morocco). *Journal of Materials and Environmental Sciences*, v. 9, n. 1, p. 305-317. DOI: 10.26872/jmes.2018.9.1.34
- Anderson M., Woessner W., y Hunt R. (2015) Applied Groundwater Modeling Simulation of Flow and Advective Transport Second Edition (Second). Elsevier.
- Aparicio F. (1989) Fundamentos De Hidrología De Superficie. LIMUSA (1st ed.). México. DOI: 10.1017/CBO9781107415324.004
- Aparicio J. (2018) Estudio geohidrológico del acuífero Principal de la Comarca Lagunera, estados Durango y Coahuila. (Tesis) Instituto Politécnico Nacional.
- Ayuntamiento Constitucional del Municipio de Lerdo (2017) Programa Municipal de Protección Civil 2017. 39 p.
- Ayuntamiento de Ecatepec de Morelos. (2017) Actualización del Atlas de Riesgos del Municipio de Ecatepec de Morelos. 459 p.
- Balbastre R. (2018) Análisis comparativo de metodologías de cálculo de tormentas de diseño para su aplicación en hidrología urbana. (Tesis). Universidad Politécnica de Valencia.
- Bennett T., y Peters J. (2004) Continuous soil moisture accounting in the Hydrologic Engineering Center Hydrologic Modeling System (HEC-HMS). *Joint Conference on Water Resource Engineering and Water Resources Planning and Management 2000: Building Partnerships*, 104(1), 1–10. DOI: 10.1061/40517(2000)149
- Bernatek-Jakiel A., y Poesen J. (2018) Subsurface erosion by soil piping: significance and research needs. *Earth-Science Reviews*, v. 185, p. 1107-1128. DOI: 10.1016/j.eascirev.2018.08.006
- Betancur, T., Palacio T., C. A., & Escobar M., J. F. (2012). Conceptual Models in Hydrogeology, Methodology and Results. *Hydrogeology - A Global Perspective*, (July 2014). <https://doi.org/10.5772/28155>
- Brunner G. (2016) HEC-RAS River Analysis System.
- Buishand T. (1982) Some methods for testing the homogeneity of rainfall records. *Journal of Hydrology*, v. 58, p. 11-27. DOI: 10.1016/0022-1694(82)90066-X
- Cabral E., Díaz O., y Delgado H. (2011) Subsistencia y sus mapas de peligro : Un ejemplo en el área nororiental de la Zona Metropolitana de la Ciudad de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 63, n. 1, p. 53–60.
- Campa M., y Coney P. (1983) Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, n. 6, p. 1040-1051. DOI: [10.1139/e83-094](https://doi.org/10.1139/e83-094)
- Campos D. (2016) Una aplicación hidrológica de la regresión lineal múltiple ponderada. *Tecnología y Ciencias del Agua*, v. 7, n. 4, p. 161-173.
- Caramanna G., Ciotoli G., y Nisio S. (2008) A review of natural sinkhole phenomena in Italian plain areas. *Natural Hazards*, v. 45, n. 2, 145–172. DOI: 10.1007/s11069-007-9165-7
- Carbognin L., Teatini P., y Tosi L. (2005) Land Subsidence in the Venetian area: known and recent aspects. *Giornale di Geologia Applicata*, v. 5, p. 5-11. DOI: 10.1474/GGA.2005-01.0-01.0001

BIBLIOGRAFÍA

- CNA (Comisión Nacional del Agua). (2015) Actualización de la disponibilidad media anual del agua en el acuífero Principal-Región Lagunera (0523), Estado de Coahuila. *Diario Oficial de la Federación*.
- CNA (Comisión Nacional del Agua). (2015). *Actualización de la disponibilidad media anual del agua en el acuífero principal-Región Lagunera (0523), Estado de Coahuila*.
- CNA (Comisión Nacional del Agua) y SGM (Servicio Geológico Mexicano). (2010). Evaluación de la Recarga Incidental al Acuífero Principal-Región Lagunera, por la Avenida Extraordinaria del Río Nazas, Año 2010, 123–141.
- Collison A. (2001) The cycle of instability: stress release and fissure Flow as control on gully head retreat. *Hydrological processes*, v. 15, p. 3-12. DOI: 10.1002/hyp.150
- Costa A., Bronstert A., y De Araújo J. (2012) A channel transmission losses model for different dryland rivers. *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 16, n. 4, p. 1111-1135. DOI: /10.5194/hess-16-1111-2012
- Díaz Á., y Mercado T. (2017). Determinación del número de curva en la subcuenca de Betancí (Córdoba, Colombia) mediante teledetección y SIG. *Ingeniería y Desarrollo*, v. 35, n. 2, p. 452-470.
- Dunne, T., 1990. Hydrology, mechanics, and geomorphic implications of erosion by subsurface flow. In: Higgins, C.G., Coates, D.R. (Eds.), *Groundwater Geomorphology, the Role of Sub- surface Water in Earth-Surface Processes and Landforms*. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 252, 1-28.
- DOF. (2016). Acuerdo por el que se da a conocer el resultado de los estudios técnicos de las aguas nacionales del acuífero Principal-Región Lagunera, clave 0523, en el estado de Coahuila de Zaragoza, región hidrológico-administrativa Cuencas Centrales del Norte.
- Escobar A., y Rodríguez J. (1993) Estudio de riesgo geoambiental con geofísica resistiva en zonas urbanas de la Laguna. *Boletín Unión Geofísica Mexicana*, v. 13, n. 4, p. 5-10.
- FAO (Food and Agricultural Organization). (2008) Base referencial mundial del recurso suelo. FAO, Roma, Italia, 128 p.
- Faulkner, H., 2006. Piping hazard on collapsible and dispersive soils in Europe. In: Boardman, J., Poesen, J. (Eds.), *Soil Erosion in Europe*. John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, p. 537–562. DOI: 10.1002/0470859202.
- Fernández C., León A., Rodríguez Y., Martínez, P., y Meneses, D. (2018) Influencia del método de estimación en el coeficiente de Manning para cauces naturales. *Ingeniería Hidráulica y Ambiental*, v. 39, n. 1, p. 17-31.
- Fleming M., y Neary V. (2004) Continuous hydrologic modeling study with the Hydrologic Modeling System. *Journal of Hydrologic Engineering*, v. 9, n.3, p. 175-183. DOI: 10.1061/(ASCE)1084-0699(2004)9:3(175)
- Fletcher J., Harris K., Peterson H., y Chandler V. (1952) Piping. *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, v. 35, n. 2, p. 258-263. DOI: 10.1029/TR035i002p00258
- Fitz E., Lawton T., Juárez E., y Chávez G. (2018) The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics. *Earth-Science Reviews*. v. 183, p. 56-84. DOI: 10.1016/j.earscirev.2017.03.002
- Fuentes Ó., Ravelo A., y Ávila A. (2006) Método para determinar los parámetros K, X y los coeficientes de tránsito del método Muskingum-Cunge. In *XIX Congreso nacional de hidráulica*. Cuernavaca, Morelos.
- Galloway D., Bawden G., Leake S., y Honegger D. (2008) Land Subsidence Hazards. *Landslide and Land Subsidence Hazards to Pipelines*, 192 p.

BIBLIOGRAFÍA

- García E. (1981) Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen (para adaptarlo a las condiciones de la República Mexicana). 3^a Edición, Instituto de Geografía, UNAM, México, D. F., 252 p.
- García J. (2004) Modelo de pérdidas para determinar precipitación efectiva usando sistemas de información geográfica. (Tesis) Universidad de Piura.
- García J. (2011) Una revisión de los procesos de sufosión o piping en España. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, v. 37, n. 1, p. 7-24.
- Gayathri K., Ganasri B., y Dwarakish G. (2015) A Review on Hydrological Models. *Aquatic Procedia*, v. 4, p. 1001-1007. DOI: 10.1016/j.aqpro.2015.02.126
- Gómez J. (2012) Texto explicativo carta geológica minera y geoquímica Torreón G13-D25 escala 1:50000.
- González L., Ferrer M., Ortuño L., y Oteo C. (2004) Ingeniería Geológica. Prentice Hall
- González F., Puente R., González E., y Camprubí A. (2007) Estratigrafía del Noreste de México y su relación con los yacimientos estratoligados de fluorita , barita , celestina y Zn-Pb. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 59, n. 1, p. 43-62.
- González L., Sánchez F., y Mata I. (1994) Estudio hidrogeoquímico e isotópico del acuífero granular de la Comarca Lagunera, México. En: Estudios de hidrología isotópica en América Latina 1994. Memoria de la Reunión Final de Coordinación del Proyecto Regional para América Latina, realizado en Maracaibo, Venezuela, 25-29 octubre 1993. p. 231-276.
- Survey Open-File Report 2008-1164*, 192 p.
- Grimes K. (1975) Pseudokarst: Definition and Types. In *Proceedings of the Tenth Biennial Conference of the Australian Speleological Federation*. Sidney. p. 6-10
- Grimes K. (1997) Redefining the boundary between karst and pseudokarst: a discussion. *Cave and Karst Science*, v. 24, n. 2, p. 87-90.
- Gutiérrez M., y Rodríguez J. (1984) Fenómenos de sufosión (piping) en la depresión media del Ebro. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, v. 10, p. 75-83. DOI: 10.18172/cig.926
- Hagerty D. (1991) Piping/sapping erosion. I: Basic considerations. *Journal of Hydraulic Engineering*, v. 117, n. 8, p. 991-1008. DOI: 10.1061/(ASCE)0733-9429(1991)117:8(991)
- Harbaugh A.W. (2005) MODFLOW-2005, the U.S. Geological Survey modular ground-water model -- the Ground-Water Flow Process: U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6-A16. USGS
- Havrylenko S., Damiano F., y Pizarro M. (2006) Estimación del número de curva en la cuenca del Río Arrecifes (Provincia de Buenos aires). *Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria*, 1-4.
- Hermosilla R. (2012) The Guatemala City sinkhole collapses. *Carbonates and Evaporites*, v. 27, n. 2, p. 103-107. DOI: 10.1007/s13146-011-0074-1
- Holmgren P. (1994) Multiple flow direction algorithms for runoff modelling in grid based elevation models: An empirical evaluation. *Hydrological Processes*, v. 8, n. 4, p. 327-334. DOI: 10.1002/hyp.3360080405
- Holguín E. (2017) Reaparece socavón en Gómez Palacio. *El Siglo de Torreón*.
- Hu R., Yue Z., Wang L., y Wang S. (2004) Review on current status and challenging issues of land subsidence in China. *Engineering Geology*, v. 76, p. 65-77.
- Imlay R. (1937) Geology of the middle part of The Sierra de Parras, Coahuila, Mexico. *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 48, p. 587-630.

BIBLIOGRAFÍA

- INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía). (1981) Conjunto de datos vectoriales de la carta Aguas superficiales. Escala 1 250 000. Serie I. Torreón. (<https://www.inegi.org.mx/>).
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía). (2007) Conjunto de datos vectorial Edafológico serie II. Continuo Nacional. Torreón. (<https://www.inegi.org.mx/>).
- Jones A. (1971) Soil Piping and Stream Chsnnel Initiation. *Water Resources Research*, v. 7, n. 3, p. 602-610.
- ones A. (1994) Soil piping and its hydrogeomorphic function. *Cuaternario y Geomorfología*, v. 8, n. (3-4), p. 77-102.
- Köppen W. (1936) Das Geographische System der Klimate. In: Handbuch der Klimatologie, Köppen-Geiger. Bd. 1, Teil C, Berlin, Deutschland, 44 p.
- Lehmann C., Osleger D., Montañez I., Sliter W., Arnaud-Vanneau A., y Banner J. (1999) Evolution of Cupido and Coahuila carbonate platforms, Early Cretaceous, northeastern Mexico. *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 111, n. 7, p. 1010-1029. DOI: 10.1130/0016-7606(1999)111<1010:EOCACC>2.3.CO;2
- Linsley R., Kohler M., y Paulus J. (1977) Hidrología para ingenieros. (McGraw-Hill, Ed.) (2nd ed.). Bogotá, Colombia.
- Ljungdahl J. (2015) Analysis of groundwater level changes and land subsidence in Gothenburg , SW Sweden. (Tesis) University of Gothenburg.
- López Á., y Sánchez Á. (2010) Comarca Lagunera. Procesos regionales en el contexto global. 1ª Edición, Instituto de Geografía, UNAM, México, D.F., 438 p.
- Lugo J., y Córdova C. (1992) Regionalización geomorfológica de la República Mexicana. *Investigaciones Geográficas*, n. 25, p. 25-63
- Martínez J. (1989) Interpretación estructural del frente de la napa de Parras en el área de Viesca, estado de Coahuila. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 8, n. 2, p. 123-133.
- Martz L., y Garbrecht J. (1992) Numerical definition of drainage network and subcatchment areas from Digital Elevation Models. *Computers and Geosciences*, v. 18, n. 6, p. 747-761. DOI: 10.1016/0098-3004(92)90007-E
- Mendoza G., y Burgos V. (2008) Estimación de la distribución espacial del Número de Curva en Cuencas piedemontanas del Gran Mendoza aplicando técnicas SIG. In *Workshop Internacional de aplicaciones de SIG en hidrología* (pp. 1–15). Santa Fe, Argentina.
- Milanovic P. (2002) Subsidence hazards as a consequence of dam, reservoir and tunnel construction. *International Journal of Speleology*, v. 31, n. 1, p. 169–180.
- Mott R. (2006) Mecánica de Fluidos. *Pearson* (6th ed.). DOI: 10.1109/CDC.2011.6160241.
- Nanía L. (2007) Manual Básico de HEC-HMS 3.0. 0 y HEC-GeoHMS 1.1. Universidad de Granada-España. Granada, España.
- NRCS. (2007) Hydrographs. In *Hydrology. National Engineering Handbook*.
- ONU (Organización de las Naciones Unidas) (2018) *World Urbanization Prospects. The 2018 revision*. v.12, p. 9-10.
- Ortega A. (2003) Origin and geochemical evolution of groundwater in a closed-basin clayey aquitard, Northern Mexico. *Journal of Hydrology*, v. 284, p. 26-44.
- Ortega F., Elías M., Morán D., Solari L., Weber B., y Luna L. (2018) The preMesozoic metamorphic basement of Mexico, 1.5 billion years of crustal evolution. *Earth Science Reviews*, v. 183, p. 2-37. DOI: 10.1016/j.earscirev.2018.03.006

BIBLIOGRAFÍA

- Ortega-Gutiérrez F., Mitre-Salazar L. M., Roldán-Quintana J., Aranda-Gómez J. J., Morán-Zenteno D., Alaniz-Álvarez S. A. y Nieto-Samaniego Á. F. (1992) Carta geológica de la República Mexicana. 5^{ta}. Edición, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales, 1 mapa y texto explicativo 74 p.
- Ortega F., Ruiz J., y Centeno E. (1995) Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geology*, v. 23, n. 12, p. 1127-1130. DOI: 10.1016/j.earscirev.2018.03.006
- Osman S., y Abustan I. (2011) Estimating the Clark instantaneous unit hydrograph parameters for selected gauged catchments in the west coast of Malaysia. *ASEAN Engineering Journal Part C*, v. 1, n. 3, p. 126-141.
- Parker G. (1963). Piping, a geomorphic agent in landform development of the drylands. *International Association of Scientific Hydrology Publication*, v. 65, p. 103–113.
- Parsons A., y Abrahams A. (2009) Geomorphology of desert environments. Springer (2nd ed.). DOI: 10.1017/CBO9781107415324.004
- Pascual J., y Díaz M. (2016) Guía práctica sobre la modelización hidrológica y el modelo HEC-HMS.
- Phien-wej N., Giao P. H., y Nutalaya P. (2006) Land subsidence in Bangkok, Thailand. *Engineering Geology*, v. 82, n. 4, p. 187-201. DOI: 10.1016/j.enggeo.2005.10.004
- Raisz E. (1964) Landforms of Mexico. Map scale 1:4'000,000. 2nd. Edition, Naval Research, Cambridge, United Kingdom, 1 p.
- Salas V., Macedo A., Paz F., Ortiz C., y Palacios E. (2015) Modelación no lineal de la separación del flujo base en subcuencas de Chiapas, México. *Terra Latinoamericana*, v. 33, n. 4, p. 285-197.
- SEGOB (Secretaría de Gobernación). (2016) Acuerdo por el que se da a conocer el resultado de los estudios técnicos de las aguas nacionales del acuífero Principal-Región Lagunera, clave 0523, en el estado de Coahuila de Zaragoza, Región Hidrológico-Administrativa Cuencas Centrales del Norte. *Diario Oficial de la Federación*.
- Self, C., & Mullan, G. (1997). Redefining the boundary between karst and pseudokarst. *Cave and Karst Science*, 24(2), 87–90.
- SEMARNAT (Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales). (2013) Estudio técnico para el ordenamiento ecológico y territorial del municipio de Lerdo, Durango, 310 p.
- SGM (Servicio Geológico Mexicano) y CAED (Comisión del Agua del Estado de Durango) (2007) Estudio de peligros Geológico-Geofísico en la colonia Villa de las Flores, municipio de Lerdo, estado de Durango. Gerencia de Geología Ambiental y Gerencia de Geofísica. Pachuca, Hgo, 63 p.
- Shaw, E. (1994). *Hydrology in practice* (3rd ed.). Taylor & Francis e-Library.
- Sinclair W. (1982) Sinkhole development resulting from ground-water withdrawal in the Tampa area, Florida. U.S. Geological Survey, Water-Resources investigations 81-50. Tallahassee, Florida, 26 p.
- Tardy M. (1972) Sobre la estratigrafía de la Siera Madre Oriental en el sector de Parras Coahuila: Distinción de las series Coahuilense y Parrense. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 33, n. 2, p. 51-70.
- Tomás R., Herrera G., Delgado J., y Peña F. (2009) Subsistencia del terreno. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, v. 17, n. 3, p. 295-302.
- Toulkeridis T., Rodríguez F., Jiménez N., Baile D., Salazar R., Addison A., Carreón D., Mato F., y Díaz C. (2016) Causes and consequences of the sinkhole at El Trébol of Quito, Ecuador - implications for economic damage and risk assessment. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, v. 16, n. 9, p.

BIBLIOGRAFÍA

2031-2041. DOI: 10.5194/nhess-16-2031-2016

- Triviño A., y Rojas S. (2004) Metodología para la modelación distribuida de la escorrentía superficial y la delimitación de zonas inundables en ramblas y ríos-rambla mediterráneos. *Investigaciones Geográficas*, n. 35, p. 67–84.
- S Army Corps of Engineers. (2016a) HEC-RAS River Analysis System 2D Modeling User ' s Manual.
- US Army Corps of Engineers. (2016b) Hydrologic Modeling System User's Manual.
- USDA-NRCS. (2009) National Engineering Handbook Chapter 7: Hydrologic Soil Groups. *Part 630 Hydrology National Engineering Handbook*, 5. DOI: 10.1042/bj20031082
- Vélez J., y Botero A. (2011) Estimación del tiempo de concentración y tiempo de rezago en la cuenca experimental urbana de la Quebrada San Luis, Manizales. *DYNA*, v. 78, n. 165, p. 58-71.
- Verachtert E., Maetens W., Van Den Eeckhaut M., Posen J. y Deckers J. (2011) Soil loss rates due to piping erosion. *Earth surface processes and landform*, v. 36, p. 1715-1725. DOI: 10.1002/esp.2186
- Waltham T. (2016) Sinkhole hazard case histories in karst terrains. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, v. 41, n. 3, p. 291–300. DOI: 10.1144/1470-9236/07-211
- Willems P. (2000) Compound IDF-relationships of extreme precipitation for two seasons and two storm types. *Journal of Hydrology*, v. 233(1–4), 189–205. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00233-X](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00233-X)
- Winter, T., Harvey, J., Franke, L., & Alley, W. (1999). Ground Water and Surface Water A Single Resource. *U.S. Geological Survey Circular 1139*. <https://doi.org/10.3133/CIR1139>
- Wittenberg, H. (1999). Baseflow recession and recharge as nonlinear storage processes. *Hydrological Processes*, 13(5), 715–726. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(19990415\)13:5<715::AID-HYP775>3.0.CO;2-N](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(19990415)13:5<715::AID-HYP775>3.0.CO;2-N)
- WMS. (2015). WMS User Manual (v10 . 1) The Watershed Modeling System.
- Zeitoun D., y Wakshal E. (2013) Land Subsidence Analysis in Urban Areas. Springer. DOI: 10.1007/978-94-007-5506-2

9. ANEXOS

CURVAS INTENSIDAD-DURACIÓN-FRECUENCIA

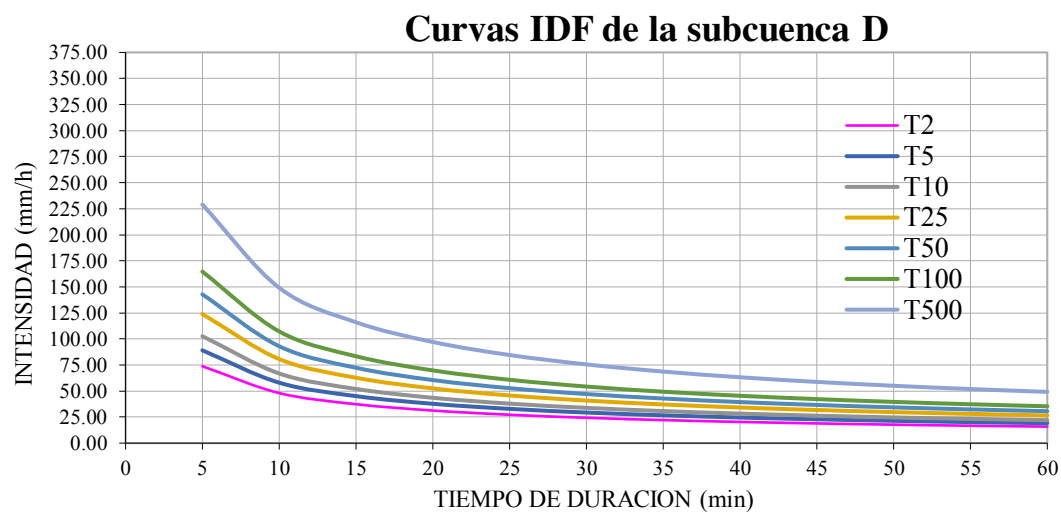


Figura 9.1 Curvas Intensidad-Duración-Frecuencia parra la subcuenca D.

HIETOGRAMAS DE DISEÑO

Cuadro 9.1 Hietogramas de diseño para una tormenta de 5 horas en la subcuenca D.

Tiempo (min)	T=2 años	T=5 años	T=10 años	T=25 años	T=50 años	T=100 años	T=500 años
10	8.01	9.67	11.14	13.45	15.50	17.87	24.85
20	2.42	2.92	3.37	4.07	4.69	5.40	7.52
30	1.74	2.10	2.43	2.93	3.37	3.89	5.41
40	1.41	1.70	1.96	2.37	2.73	3.15	4.38
50	1.21	1.46	1.68	2.02	2.33	2.69	3.74
60	1.06	1.28	1.48	1.79	2.06	2.37	3.30
70	0.96	1.16	1.34	1.61	1.86	2.14	2.98
80	0.88	1.06	1.22	1.47	1.70	1.96	2.72

ANEXOS

90	0.81	0.98	1.13	1.36	1.57	1.81	2.52
100	0.76	0.92	1.06	1.27	1.47	1.69	2.35
110	0.71	0.86	0.99	1.20	1.38	1.59	2.21
120	0.67	0.81	0.94	1.13	1.30	1.50	2.09
130	0.64	0.77	0.89	1.07	1.24	1.43	1.99
140	0.61	0.74	0.85	1.02	1.18	1.36	1.89
150	0.58	0.70	0.81	0.98	1.13	1.30	1.81
160	0.56	0.68	0.78	0.94	1.08	1.25	1.74
170	0.54	0.65	0.75	0.90	1.04	1.20	1.67
180	0.52	0.63	0.72	0.87	1.01	1.16	1.61
190	0.50	0.61	0.70	0.84	0.97	1.12	1.56
200	0.49	0.59	0.68	0.82	0.94	1.08	1.51
210	0.47	0.57	0.66	0.79	0.91	1.05	1.46
220	0.46	0.55	0.64	0.77	0.88	1.02	1.42
230	0.44	0.54	0.62	0.75	0.86	0.99	1.38
240	0.43	0.52	0.60	0.73	0.84	0.97	1.34
250	0.42	0.51	0.59	0.71	0.82	0.94	1.31
260	0.41	0.50	0.57	0.69	0.80	0.92	1.28
270	0.40	0.48	0.56	0.67	0.78	0.90	1.25
280	0.39	0.47	0.55	0.66	0.76	0.88	1.22
290	0.38	0.46	0.53	0.64	0.74	0.86	1.19
300	0.38	0.45	0.52	0.63	0.73	0.84	1.17